Beiträge zum Mechanismus der Bewegungen im Salzgebirge des subherzynen Beckens und in seinen Deckschichten

---

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER DOKTORWÜRDE

GENEHMIGT VON DER

PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT DER FRIEDRICH-WILHELMS-UNIVERSITÄT

ZU BERLIN

VON

DIPLOM-INGENIEUR EMIL KÜHNEWEG

AUS ELBERFELD

TAG DER PROMOTION: 24. FEBRUAR 1931

TAG DER MÜNDLICHEN PRÜFUNG: 2. JUNI 1927

HALLE (SAALE)

VERLAG VON WILHELM KNAPP

1931

REFERENTEN: PROF. DR. J. F. POMPECKJ
PROF. DR. A. JOHNSEN

Lebenslauf.

Ich, Emil Kühneweg, wurde als Sohn des Kaufmanns Emil Kühneweg am 5. Januar 1901 in Elberfeld geboren. Nach neunjährigem Besuch des dortigen Staatlichen (ehemals Kgl.) Realgymnasiums legte ich im Februar 1920 an dieser Anstalt die Reifeprüfung ab. Insgesamt praktizierte ich 11 Monate rein bergmännisch und war ein halbes Jahr als Markscheiderkandidat in der Markscheiderei der Zeche Centrum in Wattenscheid i. W. tätig. Vom Sommersemester 1921 an war ich 6 Semester lang an der Berliner Universität immatrikuliert, wo ich Naturwissenschaften, insbesondere Geologie, studierte. Gleichzeitig belegte ich an der Technischen Hochschule zu Berlin die erforderlichen Vorlesungen und Übungen, um später das Markscheiderexamen machen zu können. Dann entschloß ich mich, Diplom-Ingenieur zu werden, ließ mich an der Technischen Hochschule immatrikulieren und legte im November 1924 in der Bergbauabteilung der Technischen Hochschule zu Berlin die Diplom-Vorprüfung ab. Ein Jahr danach reichte ich meine Meldung zur Diplom-Hauptprüfung ein, die ich mit gut bestand.

Während meines Studiums an der Universität hörte ich Vorlesungen bei den Herren Professoren Belowsky, Bieberbach, Breysig, Dessoir, Gehrcke, Haarmann, Jastrow, Johnsen, Koehler, Pompeckj, P. Pringsheim, Range, Schur, Solger, Stammler und Stumpf. Allen meinen akademischen Lehrern sage ich Dank für die Förderung und Unterstützung, die sie mir zuteil werden ließen.

R. UNIV. BIBLIOTHEEK LEIDEN

Vorwort.

Die vorliegende Dissertation ist in zwei Teile geteilt, deren erster gleichzeitig in der Zeitschrift „Kali“ veröffentlicht wird. Der erste Teil enthält die Untersuchungsergebnisse und eine Deutung der Tektonik des subherzynen Beckens durch Anwendung der Mechanik auf die Geologie, während im zweiten Teil die geologischen Grundlagen besprochen werden und die Berechnungsunterlagen enthalten sind. Beide Teile der Arbeit sind in Übereinstimmung mit der Inhaltsübersicht unterteilt worden und ergänzen sich gegenseitig.

Beuthen (O.-S.), im Oktober 1930.

An dieser Stelle sage ich meinem hochverehrten Lehrer, dem inzwischen leider verstorbenen Herrn Geheimen Bergrat Prof. Dr. F. Pompeckj, noch einmal aufrichtigen Dank für die vielen Anregungen und wertvollen Gedanken, die er mir gab. Außerdem danke ich den Herren Dr. Woldstedt und Dr. Behrend für die Erlaubnis, mehrere von ihnen kartierte, aber seinerzeit noch nicht veröffentlichte Blätter der Geologischen Karte von Preußen und die zugehörigen Profile benutzen zu dürfen.

Der Verfasser.

Inhaltsverzeichnis zu Teil A und B.

I. Der gegenwärtige Stand der tektonischen Erforschung unserer Salzlagerstätten.

II. Problemstellung und Beschreibung des zu untersuchenden Gebietes.

III. Die Bewegungsvorgänge im subherzynen Becken.

IV. Das Alter der Salzaufpressungen im subherzynen Becken.
- a) Der Nordostrand des Harzes.
- b) Der Harli-Berg.
- c) Der Große Fallstein.
- d) Die Asse.
- e) Der Elm.
- f) Der Dorm.
- g) Die Allertal-Störungszone.

V. Der Druck des Deckgebirges als Ursache der Salzaufpressung.
- a) Die Bedingungen für das Plastischwerden des Salzes.
- b) Die Größe des Deckgebirgsdruckes im subherzynen Becken.

VI. Theoretische Betrachtungen über die Salzaufpressung infolge Deckgebirgsdruckes.
- a) Der Aufpressungsvorgang nach Fr. Schuh.
- b) Die Kräfte und ihre Auswirkungen im Deckgebirge des Salzes und im Salzgebirge selbst
  1. bei horizontaler Lagerung des Schichtkomplexes;
  2. bei geneigter Lagerung des Schichtkomplexes.
- c) Entstehung von Faltenbildern im Deckgebirge ohne seitlichen Druck.

VII. Die Entstehung der Salzaufpressungslinien im subherzynen Becken.
- a) Bisherige Anschauungen, Erklärung der Schwächezonen- und Faltenbildung durch vornehmlich horizontale Kräfte.
- b) Erklärungsversuch durch vornehmlich vertikale Kräfte.
- c) Die Fließbewegungen im Salz und die Kontinuität des Salzauftriebs.

Zusammenfassung.

Literaturverzeichnis.

A. Ergebnisse.

Von Herrn Geheimen Bergrat Prof. Dr. J. F. Pompeckj wurde mir die Aufgabe gestellt, zu untersuchen, ob im subherzynen Becken die Salzaufpressung durch den Druck des spezifisch schweren Deckgebirges auf das plastische Salz erfolgt sein kann. Soweit das in der Geologie angängig ist, habe ich unter Verwendung von Zahlen und möglichst weitgehender Anwendung der Gesetze der Mechanik diese Aufgabe zu lösen versucht.

I. Der gegenwärtige Stand der tektonischen Erforschung unserer Salzlagerstätten.

In zahlreichen Einzeldarstellungen und mehreren umfassenden Arbeiten ist die Tektonik des subherzynen Beckens von den verschiedensten Autoren behandelt worden. (Vgl. H. Stille 1913, 1916, 1917, 1923/25; P. Woldstedt 1924, 1924a, 1925, 1927, 1928; H. Quiring 1924,; Fr. Schuh 1922, 1922a; J. Weigelt 1923, 1924 u. a.) Auf alle diese Ausführungen einzugehen, würde angesichts der Unmenge der vorhandenen Literatur viel zu weit führen und ist auch unnötig, nachdem Woldstedt die Tektonik des gesamten Gebietes in zwei Arbeiten (Woldstedt 1924 und 1925) nach neueren Gesichtspunkten betrachtet hat. Verzeichnisse der Schriften, soweit sie sich auf die Stratigraphie und Tektonik der deutschen Salzlagerstätten beziehen, sind von E. Zimmermann (1907) und E. Lehmann (1920) veröffentlicht worden.

Im zweiten Teil dieser Arbeit hat der Verfasser zu den verschiedenen Theorien der Salztektonik und der Entstehung des subherzynen Beckens Stellung genommen. Es sei hier nur bemerkt, daß bis etwa zum Jahre 1910 die Frage, wie die Tektonik unserer Salzstöcke entstanden ist, kaum erörtert worden war. Durch Lachmann wurde dann das Problem aufgerollt, und in kurzer Zeit entstanden mehrere Theorien, die durch die Namen ihrer Hauptvertreter (Lachmann, Stille und Harbort) unterschieden werden sollen. Diese Theorien haben insofern eine Annäherung erfahren, als Lachmann anerkannt hat, daß auch vertikale Kräfte (Aufpressung infolge Hangenddruck des Deckgebirges auf das Salz) mitgewirkt haben. Die Vertreter der andern Richtung dagegen (Harbort, Schuh, Woldstedt usw.) haben die Möglichkeit zugegeben, daß auch horizontaler Druck bei der Salzaufpressung mitgewirkt hat. Stille und seine Schüler sind der Ansicht, daß horizontale Druckkräfte bei der Salzaufpressung den Ausschlag gegeben haben. Lachmanns Theorie vom autoplasten Salzaufstieg infolge Volumenänderung durch Rekristallisation innerhalb des Salzkörpers hat sich den anderen Theorien gegenüber nicht durchsetzen können, obwohl die Kräfte, die Lachmann als alleinige Ursache des Salzauftriebs ansah, heute als mitwirkende Faktoren anerkannt sind.

II. Problemstellung und Beschreibung des zu untersuchenden Gebietes.

Das Studium der neueren Literatur läßt erkennen, daß man sich über die Entstehung der Tektonik unserer Salzlagerstätten noch nicht einig ist. Fr. Schuh hat uns auf dem Wege, dieses Problem zu klären, ein wesentliches Stück vorwärts gebracht. Er hat mechanische Versuche angestellt (Schuh 1922) und in einem anderen Aufsatz, betitelt „Salztektonik" (1922b), wendet er seine theoretischen Schlußfolgerungen auf die verschiedensten Salzvorkommen an. Ich will nun untersuchen, ob der Deckgebirgsdruck tatsächlich die Ursache für die Entstehung der äußeren Formen unserer Salzlagerstätten gewesen sein kann.

Das Gebiet, auf welches sich die Untersuchungen erstrecken sollen, ist der westliche Teil des subherzynen Beckens, das zwischen Harz und Flechtinger Höhenzug liegt (s. Fig. 1). Dieses stellt eine nach NW offene Bucht dar, die im übrigen allseitig von paläozoischen Schichten umgeben ist, und deren Inneres erfüllt ist von permischen und mesozoischen Schichten; auch tertiäre und quartäre Bildungen sind weit verbreitet. Vom

Perm bis zum mittleren Jura lagern die Schichten in ununterbrochener Reihenfolge aufeinander. Dann aber sind Schichtlücken zu beobachten, und die verschiedensten Schichten der Kreide liegen in örtlicher Verschiedenheit diskordant über den verschiedensten älteren Formationsstufen. „Der hervorstechendste Zug des zwischen Harz und Flechtinger Höhenzug gelegenen subherzynen Beckens", sagt Woldstedt (1924, S. 183), „ist das Auftreten langgestreckter, herzynisch streichender Sättel und Mulden."

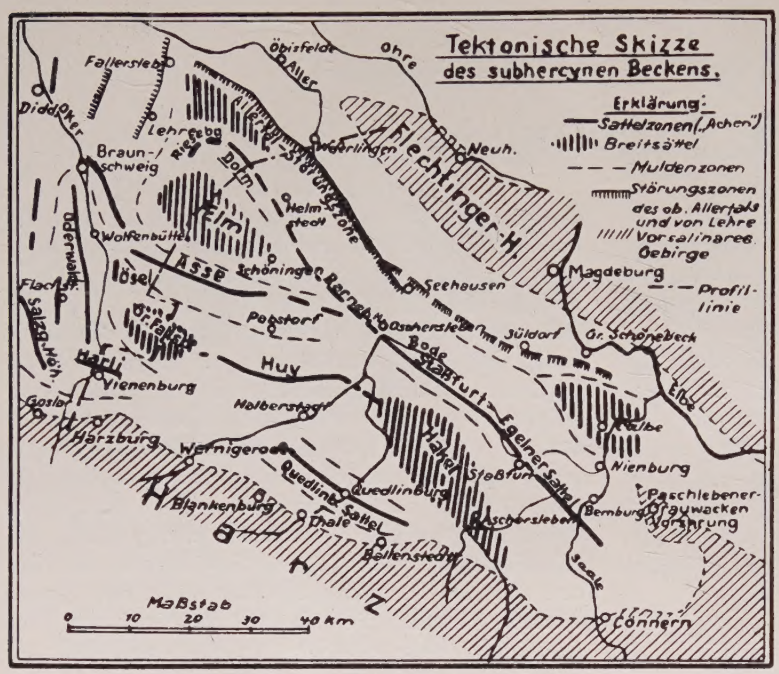


Fig. 1.
Aus P. Woldstedt, Tangentiale Salzfaltung oder vertikaler Salzauftrieb? N. Jahrb. für Min. usw. Beilageband LVIII., Abt. B., 1927, S. 583.
Die eingezeichnete Profillinie ist neu.

Als Ergänzung zur Fig. 1 zeigt das Profil auf Tafel I den geologischen Aufbau des westlichen Teiles des subherzynen Beckens. Das Profil reicht vom Nordrand des Harzes bis zum Flechtinger Höhenzug. Es durchschneidet Harli und Fallstein, die Asse, den Elm, ferner Dorm, Lappwald und Oberes Allertal. Wir sehen, daß die mesozoischen Schichten des subherzynen Beckens mit einer großen Störung gegen den paläozoischen Harzkern stoßen, und daß die Schichten hier überkippt sind. Wir sehen, daß sich die jüngeren Schichten flach auf den SW-Rand des ebenfalls aus paläozoischen Schichten aufgebauten Flechtinger Höhenzuges legen, und daß sich innerhalb des subherzynen Beckens das paläozoische Grundgebirge, die Zechsteinsalze und das Deckgebirge bei den stattgehabten tektonischen Vorgängen recht verschieden verhalten haben müssen. Das Grundgebirge[1]) fällt vom Flechtinger Höhenzuge aus mehr oder weniger gleichmäßig flach nach SW ein; das Deckgebirge ist in Falten gelegt und an mehreren Stellen meist in den Sätteln zerrissen[1]); das Salz aber vermittelt den Ausgleich zwischen den verschiedenen Lagerungsformen von Grund- und Deckgebirge; es ist — in sich intensiv gefaltet — in die Zerreißstellen des Deckgebirges eingedrungen und bildet den Kern auch der im Scheitel nicht zerrissenen Sättel des Deckgebirges.

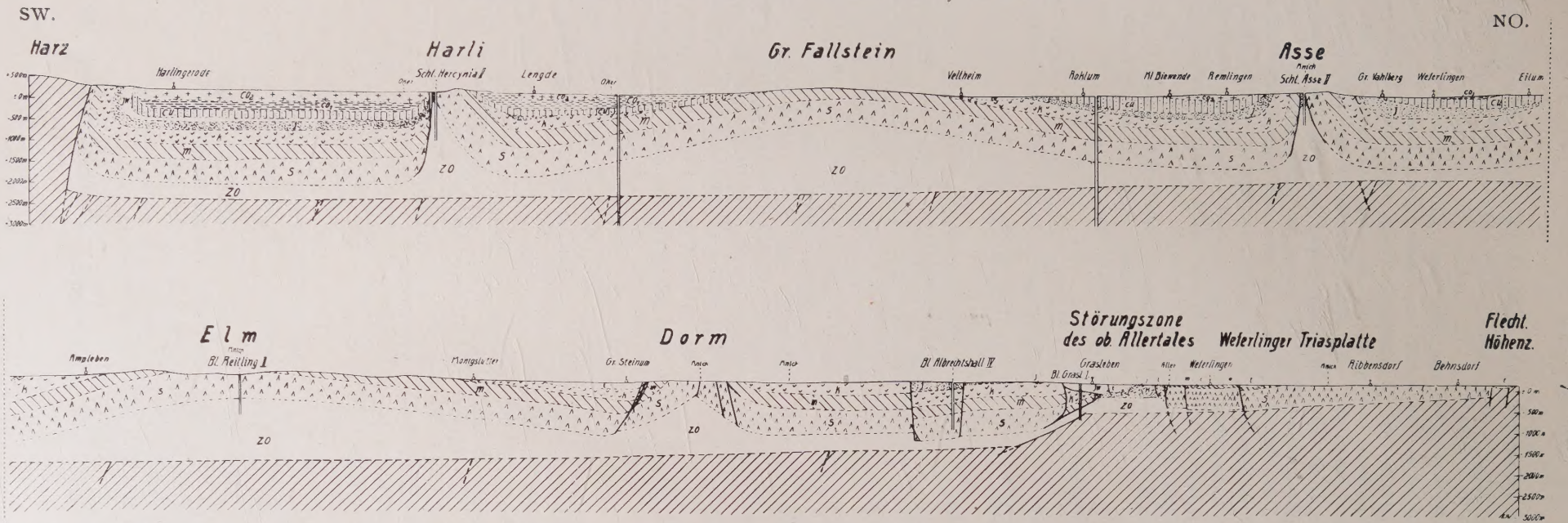
III. Die Bewegungsvorgänge im subherzynen Becken.

Wollen wir uns nun einmal kurz klarmachen, was für Bewegungsvorgänge sich in den einzelnen Phasen der Gebirgsbildung abgespielt haben, so müssen wir davon ausgehen, daß das alte varistische Kettengebirge zur Zeit des jüngsten Oberkarbons und des Rotliegenden durch Denudation eingeebnet worden ist. Thüringer Wald, Harz und Flechtinger Höhenzug waren damals keine solchen Hochgebiete, als welche wir sie heute kennen. In ununterbrochener Reihenfolge lagerten sich die Schichten des Zechsteins, des Trias und des Juras hier ab. Ende der Jurazeit wurde das ganze Gebiet Land, und vor Beginn des Neokoms traten orogenetische Bewegungen ein. Durch zunächst noch schwache Heraushebung des Thüringer Waldes, des Harzes und des Flechtinger Höhenzuges, durch gleichzeitiges Absinken der zwischen ihnen liegenden bzw. ihnen nordöstlich vorgelagerten Gebiete und durch das Aufreißen der Allertalspalte wurde das heutige tektonische Bild angelegt. Die uns jetzt als orographische Hochgebiete bekannten Thüringer Wald, Harz und Flechtinger Höhenzug wurden damals zu relativen Hochgebieten mit flacherem Südflügel und mehr oder weniger steilem Nordflügel. In derselben Zeit wurde das subherzyne Becken in sanfte Falten gelegt.

Die Heraushebung von Harz und Flechtinger Höhenzug und das Absinken des subherzynen Beckens sowie des thüringischen Beckens kann man sich so denken, daß einmal Harz und thüringisches Becken und dann Flechtinger Höhenzug und subherzynes Becken zusammen je eine Scholle

1) Die bei den erfolgten tektonischen Bewegungen in den Deckgebirgsschichten entstandenen Kleinzerteilungen sind in dem Profil nicht eingezeichnet worden. Näheres über die Kleinzerteilungen siehe weiter unten. Im Grundgebirge sind dagegen mehrere Gebirgsstörungen eingezeichnet worden, deren Anzahl, örtliche Lage, Größe und Fallrichtung jedoch unbekannt sind. Durch ihre Eintragung sollte lediglich angedeutet werden, daß im Grundgebirge überhaupt Störungen vorhanden sind, die teils auf frühere Faltung zurückzuführen, teils vielleicht auch bei Schrägstellung der Scholle entstanden sind.

Tafel I. Querprofil durch das subherzyne Becken.



Zeichenerklärung: Tertiär; Senon und Emscher; Turon und Cenoman; Untere Kreide; Weißer Jura; Brauner und schwarzer Jura; Keuper; Muschelkalh; Buntsandstein; Gipshut; Salze des Oberen Zechsteins; Präsalinarer Untergrund.

Maßstab für Längen und Höhen: 1000 500 0 1000 2000 3000 m

bilden, nämlich die Harzscholle und die subherzyne Scholle. Beide werden an der SW-Seite gesenkt und an der NO-Seite gehoben. Die nächste Scholle nördlich des Flechtinger Höhenzuges liegt in der norddeutschen Tiefebene, im Süden stellt der Thüringer Wald den gehobenen Teil der nächstfolgenden Scholle dar. Während der Unteren Kreidezeit, während des Cenomans, des Turons und des Unteren Emschers herrscht i. w. Ruhe. Auf Harz und Flechtinger Höhenzug wird das Mesozoikum größtenteils abgetragen und der steilere Nordflügel der damals nur als relativ flache Erhebung ausgebildeten Gebirge allmählich zur Flexur umgewandelt. Zwischen Unterem und Oberem Emscher treten wieder intensive Bewegungen ein; das subherzyne Becken sinkt erneut ein; die Flexur am Nordharzrand wird in

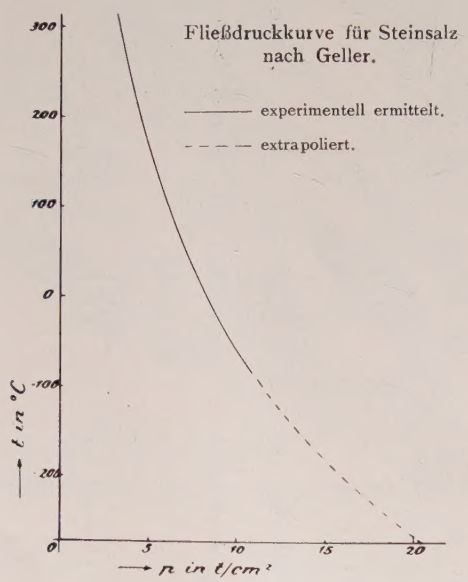


Fig. 2.

eine große Störungszone umgewandelt, und der Salzaufstieg, der bereits in präneokomer Zeit begonnen hat, erfährt eine Neubelebung. Während des Oberen Emschers und des Untersenons wurden Harz und Flechtinger Höhenzug von ihrer mesozoischen Decke vollkommen befreit, und bereits im Senon waren die paläozoischen Schichten bloßgelegt, denn in der Nähe beider Gebirge finden sich in den Konglomeraten der Quadratenkreide scharfkantige paläozoische Gerölle, die keinen weiteren Transport hinter sich haben können. Gleichzeitig wurden in der Salzaufpressung des oberen Allertales die obersten Teile des Salzes ausgelaugt und über der Lagerstätte bildete sich ein Gipshut. Mehr oder weniger große Schollen lösten sich von den Rändern des Grabens und stürzten in diesen hinein. Sie wurden wiederholt gestört und infolge der Salzauslaugung stark zertrümmert. So entstand das Schollengewirr in der Störungszone des Oberen Allertales.

IV. Das Alter der Salzaufpressungen im subherzynen Becken.

Im zweiten Teil der Arbeit ist genau untersucht worden, wann an den einzelnen Aufpressungslinien und den Enden der subherzynen Scholle die Bewegungen erfolgt sind. Dort werden der Nordostrand des Harzes, der Harliberg, der Große Fallstein, Asse, Elm, Dorm und die Allertalstörungszone besprochen und festgestellt, daß das tektonische Bild, welches heute im subherzynen Becken vorliegt, im großen und ganzen in präneokomer Zeit und zur Zeit des Emschers entstanden ist. Natürlich haben auch in den dazwischen liegenden Zeiten Bewegungen geringeren Ausmaßes stattgefunden. Die präoligozäne und die miozäne oder die postmiozäne Bewegungsphase haben keine durchgreifende Umgestaltung hervorgerufen und bedeuten nur ein Ausklingen der starken Oberkreidephase.

V. Der Druck des Deckgebirges als Ursache der Salzaufpressung.

a) Die Bedingungen für das Plastischwerden des Salzes.

Um nachzuweisen, daß das Deckgebirge die Salzaufpressung bewirkt hat, müssen wir uns Rechenschaft darüber abzulegen versuchen, unter welchen Bedingungen das Salz plastisch wird und durch Druck emporgepreßt werden kann, und andererseits, mit welcher Kraft das mesozoische Deckgebirge auf das Salz gedrückt hat. Über die Plastizität von Salzen und anderen Gesteinen sind eine Reihe von Versuchen angestellt worden. Trotzdem ist man bis heute noch zu keinem brauchbaren Ergebnis gekommen. Die Hauptursache ist wohl in dem Umstand zu suchen, daß es bisher noch nicht gelungen ist, die Versuche derartig anzuordnen, daß sie den Vorgängen in der Natur wirklich entsprechen. Geller (1923, 1924 und 1925) und Joffé (1924) haben den Fließdruck des Steinsalzes in Abhängigkeit von der Temperatur zu bestimmen versucht.

Geller (1923) hat die Fließdrucke von Kristallen der verschiedensten natürlichen Mineralien mittels einer Presse bei wechselnden Temperaturen bestimmt. Die gefundenen Fließdruckwerte sind sehr hoch. Sie betragen z. B. bei einer Temperatur von 50° C [1]) für

Steinsalz	7100 kg/qcm	Carnallit	1650 kg/qcm
Sylvin	5250 kg/qcm	Bischofit	1500 kg/qcm

Diese kleine Zusammenstellung zeigt außerdem, daß der Fließdruck bei gleichen Temperaturen für Steinsalz größer ist als für Sylvin, für Sylvin größer als für Carnallit und für Carnallit größer als für Bischofit. Je kleiner der Fließdruck ist, um so eher wird das betreffende Salz plastisch und um so beweglicher ist es innerhalb eines plastischen Salzkomplexes, der aus verschiedenen Salzen besteht.

1) Temperatur im Erdinnern in einer Teufe von rund 1650 m.

Wie sich der Fließdruck ein und desselben Materials ändert, ist aus Fig. 2 zu ersehen, die der Gellerschen Arbeit entnommen ist.

Eine zweite Untersuchung ist von Joffé und Mitarbeitern (1924) durchgeführt worden. Diese haben bei verschiedenen Temperaturen die Elastizitätsgrenze von Steinsalz bestimmt; das ist aber nichts anderes als der Fließdruck. Die Bestimmungen wurden an Einzelkristallen unter Verwendung des Laue-Diagramms vorgenommen. Die Zahlwerte der Jofféschen Deformationsversuche sind als Diagramm in der Fig. 3 wiedergegeben. Diese ist eine Vereinfachung der Fig. 6 aus der Arbeit von Joffé und stellt die Fließdruckkurve von Steinsalz dar.

Ein Vergleich der Ergebnisse von Geller und Joffé zeigt Übereinstimmung darin, daß beide eine Abnahme des Minimalfließdruckes bei steigender Temperatur festgestellt haben. Die Zahlwerte selbst sind sehr verschieden, weisen jedoch insofern eine gewisse Ähnlichkeit auf, als bei gleichen Temperaturen die Gellerschen Werte stets etwa hundertmal so groß sind wie die von Joffé [1]). Eine genaue Prüfung hat ergeben, daß die von Joffé erzielten Ergebnisse den Vorzug der größeren Wahrscheinlichkeit haben. Trotzdem ist schwer zu entscheiden, welche von den beiden Versuchsreihen den Verhältnissen in der Natur mehr gerecht wird. Rinne (1925) sagt: „In Wirklichkeit wird weder der eine auf Messung von Einkristallen beruhende Wert, noch die andere unter der erwähnten methodischen Ungunst der Gellerschen Versuche erzielte Zahl allgemein angewandt werden können, um die Fließtiefe von Steinsalzlagerstätten festzulegen."

b) Die Größe des Deckgebirgsdruckes im subherzynen Becken.

Es soll nun untersucht werden, welchen Druck das Deckgebirge im subherzynen Becken auf das Salz ausgeübt hat, und ob dieser Druck groß genug war, um das Salz emporzupressen. Wir gehen aus von der Flächenpressungsformel $P \geqq K \times F$, worin P den Druck des Deckgebirges auf die Grundfläche F und K die Fließdruckzahl bezeichnet. K ist uns von Geller in kg/qcm, von Joffé in g/qmm gegeben und muß in kg/qm umgerechnet werden. Wir setzen $F = 1$ qm in die Rechnung ein. P ist gleich dem Gewicht G des Deckgebirges über $F = 1$ qm und wird berechnet aus

$$P = G = V \times \gamma = h \times F \times \gamma.$$

V ist das Volumen in cbm, γ das spezifische Gewicht des Deckgebirges in t/cbm und h die Mächtigkeit des Deckgebirges in m. Nun besteht aber das Deckgebirge nicht aus einem einheitlichen Material von bestimmtem spezifischen Gewicht, sondern aus unzähligen verschiedenartigen Gesteinsschichten. Eigentlich müßte für jede einzelne das Gewicht G berechnet werden. Das ist aber praktisch unmöglich, weil nirgendwo im subherzynen Becken sämtliche Schichten vom Unteren Buntsandstein bis zum Oberen Kimmeridge aufgeschlossen sind. Außerdem würde das eine übertriebene Genauigkeit bedeuten, die hier unangebracht ist. Deshalb wurden die Mächtigkeiten der einzelnen Formationsstufen abgeschätzt, Mittelwerte für das gesamte Becken berechnet und innerhalb der Formationsstufen die am meisten vorhandenen Gesteinsarten ihrer Gesamtmächtigkeit entsprechend in Rechnung gesetzt, wobei mitunter, um geringmächtige spezifisch schwere oder spezifisch leichte Einlagerungen zu berücksichtigen, mit einem schätzungsweise höheren oder niedrigeren spezifischen Gewicht gerechnet wurde, als es dem Hauptgestein der betreffenden Stufe zukommt.

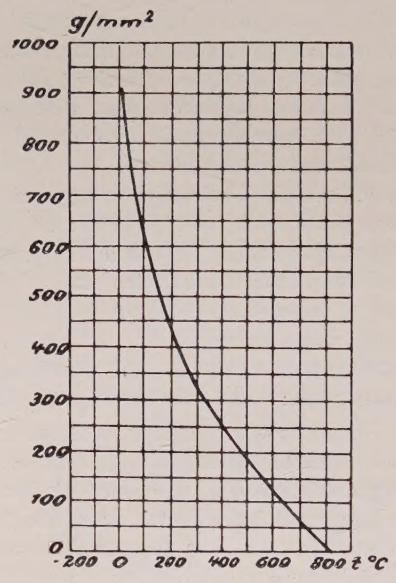


Fig. 3.

Die genaue Berechnung (aus Raummangel hier fortgelassen) ergab, daß im subherzynen Becken bei Beginn des Salzauftriebs rund 2000 m triassische und jurassische Schichten mit einem mittleren spezifischen Gewicht von 2,4 t/cbm über dem Salz lagen. Diese übten auf das Salz einen Druck von $P = 4800$ t/qm aus. Reichte dieser Druck P aus, um die Salzaufpressung zu bewirken?

Bei Annahme einer geothermischen Tiefenstufe von 33 m nimmt die Temperatur mit je 100 m um rd. 3° C zu. Es herrscht also in 2000 m Teufe eine Temperatur von 60° C. Die mittlere Jahrestemperatur an der damaligen Erdoberfläche — über diese wissen wir ja doch nichts Genaues — kann vernachlässigt werden. Bei 60° C beträgt der Fließdruck nach Geller $K = 6875$ kg/qcm und nach Joffé $K = 750$ g/qmm. Erfüllen diese Werte die oben gestellte Bedingung $P \geqq K \times F$? Zunächst der Gellersche Wert. Von kg/qcm muß er umgerechnet werden in t/qm.

$$K = 6875 \text{ kg/qcm} = 10000 \times 6875 \text{ kg/qm} = 68750 \text{ t/qm}.$$

1) Vgl. die Gegenüberstellung bei Rinne (1925, S. 9).

Sämtliche Werte in die Gleichung eingesetzt, ergeben:

$$4800\text{ t} < 68750\text{ t/qm} \times 1\text{ qm}.$$

Die Bedingung $P \geqq K \times F$ wird nicht erfüllt.

Wie ist es nun mit dem Wert von Joffé? Auch dieser muß in t/qm umgerechnet werden.

$$K = 750\text{ g/qmm} = 1000 \times 1000 \times 750\text{ g/qm}$$
$$= 750\text{ t/qm}.$$
$$P \geqq K \times F.$$
$$4800\text{ t} > 750\text{ t/qm} \times 1\text{ qm}.$$

Die Bedingung ist erfüllt. Der Druck des Deckgebirges reicht aus, um das Salz aufzupressen; er ist mehr als sechsmal so groß wie der Fließdruck.

Nehmen wir einmal an, die errechnete Mächtigkeit des Deckgebirges sei zu groß und betrage statt 2000 m nur 1650 m. Dann würde sein: $P = 1650 \times 2{,}4 = 3960$ t und $t = 50^0$ C und $K = 7100$ kg/qcm $= 71000$ t/qm (nach Geller) oder $K = 475$ g/qmm $= 745$ t/qm (nach Joffé). Auch jetzt erfüllt nur der Joffésche Wert die Bedingung $P \geqq K \times F$; P ist nahezu fünfeinhalbmal so groß wie der Fließdruck.

Angenommen, die Salzaufpressung sei erst in der Oberen Kreidezeit erfolgt, so muß man mit einer Deckgebirgsmächtigkeit von mindestens 2500 m rechnen. Unter diesen Umständen ist

$P = 2500 \times 2{,}4 = 6000$ t,
$t =$ rd. 85^0 C,
$K = 6400$ kg/qcm $= 64000$ t/qm (nach Geller),
$K = 700$ g/qmm $= 700$ t/qm (nach Joffé).

Der hohe Fließdruckwert Gellers wird von P immer noch nicht erreicht (dies erfolgt erst bei 12 km Deckgebirgsmächtigkeit), während P jetzt achteinhalbmal so groß ist wie der Joffésche Wert.

Nachdem bereits früher festgestellt worden ist, daß der Arbeitsmethode Joffés der Vorzug zu geben ist vor der Gellerschen Versuchsanordnung, muß hier noch einmal gesagt werden, daß nach Geller das Salz in unwahrscheinlich große Teufe verlagert werden muß, damit der Druck des Deckgebirges ausreicht, um das Salz in plastischen Zustand zu versetzen. Nach Joffé dagegen ist zur Erreichung desselben Effektes nur eine Teufe von 400 m erforderlich. Selbst wenn die von Joffé gefundenen Fließdruckwerte zu niedrig sein sollten, so können wir trotzdem annehmen, daß die Salzaufpressung durch den Druck des Deckgebirges erfolgt ist. Herrscht doch in den Teufen, in denen zur Zeit der Salzaufpressung das Salz aller Wahrscheinlichkeit nach lag, ein Deckgebirgsdruck, der fünf- bis achtmal so groß ist wie die Jofféschen Fließdruckzahlen. Da das Steinsalz den größten Anteil an der Zusammensetzung der deutschen Zechsteinsalzlagerstätten hat, und da andererseits der Fließdruck des Steinsalzes höher ist als der der übrigen Salze (soweit sie überhaupt durch Druck plastisch werden können), so brauchen wir diese bei der Rechnung nicht zu berücksichtigen und stellen fest, daß der Hangenddruck des Deckgebirges ausreicht, um das Salz des Untergrundes „plastisch zu machen" oder zu „deformieren" und unter gegebenen Verhältnissen aus mehreren hundert Meter Teufe emporzupressen.

VI. Theoretische Betrachtungen über die Salzaufpressung infolge Deckgebirgsdruckes.

a) Der Aufpressungsvorgang nach Fr. Schuh.

Auf Grund seiner Seifenversuche kommt Schuh (1922) zu dem Schluß: Im Deckgebirge des Salzes entstehen durch orogenetische Vorgänge eine oder mehrere Zerrspalten, an denen entlang die Salzaufpressung beginnt. Da das Salz in seiner Bewegungsrichtung einen starken Druck ausübt, wird es innerhalb der Spaltenzone das Deckgebirge nach oben umbiegen und oft sogar noch heben. Seitlich der Spaltenzone sinkt das Deckgebirge beiderseits ein und biegt sich durch. „Aber es wird nicht in der Mitte am tiefsten einsinken, wie Seidl angenommen hat, da infolge zunehmender Reibung die Bewegung des Salzes in der Mitte der Deckscholle, wenigstens wenn es sich um eine solche von größerem Ausmaße handelt, sehr gering, vielleicht sogar gleich Nuli geworden ist." Es entsteht ein Mittelsattel. Nach Schuhs Ansicht ist der Mittelsattel dann stabil geworden, „wenn in den Regionen stärkster Durchbiegung das gesamte Salz unter dem Deckgebirge weggepreßt worden ist, so daß dieses direkt auf dem Liegenden der Salzformation aufruht, denn in diesem Falle kann eine Abwanderung von Salz unter dem Mittelsattel nicht mehr stattfinden."

b) Die Kräfte und ihre Auswirkungen im Deckgebirge des Salzes und im Salzgebirge selbst.

1. Bei horizontaler Lagerung des Schichtenkomplexes.

Wir gehen aus von horizontaler Lagerung des Deckgebirges und des Salzes; auch die Oberfläche des in sich gefalteten Grundgebirges möge horizontal sein. Denken wir uns das Deckgebirge in eine Anzahl gleich großer Stücke oder Schollen zerlegt, so greift die Schwerkraft im Schwerpunkt jeder einzelnen Scholle an. Diese Kräfte sind praktisch genommen parallel, sie sind — falls die Schollen gleich groß sind — alle gleich groß und suchen das Deckgebirge nach unten zu ziehen. So übt das Deckgebirge infolge der Schwerkraft einen Druck auf das Salz aus, der, wie wir gesehen haben, das Salz in plastischen Zustand versetzt, und der fünf- bis achtmal so groß ist wie der Fließdruck des Steinsalzes. Das Salz befindet sich also in einem ganz gewaltigen Spannungszustand und wird jedem durch Bewegungsvorgänge oder durch Abtragung gegebenem Anstoß folgen, um nach oben oder seitweits wegzufließen.

Entstehen nun im Deckgebirge irgendwo Schwächezonen — sei es durch Verminderung der Deckgebirgsmächtigkeit infolge tiefgreifender Erosion, sei es durch Zerrüttung des Gesteinszusammenhanges oder sei es infolge Verwerfung oder Zerrung

durch orogenetische Kräfte —, so wird das Salz stets nach diesen Schwächezonen hinstreben. Sowohl vermutlich die Geschwindigkeit der Bewegung als aber besonders auch die Masse der bewegten Salze nehmen vom Beginn der Bewegung an eine gewisse Zeitlang zu, bis ein Maximum erreicht ist. Dann sperren weiter unten zu besprechende Kräfte die Salzzufuhr allmählich ab, der Einfluß der der Bewegung entgegenwirkenden Reibung wird immer größer, so daß die Geschwindigkeit der Bewegung

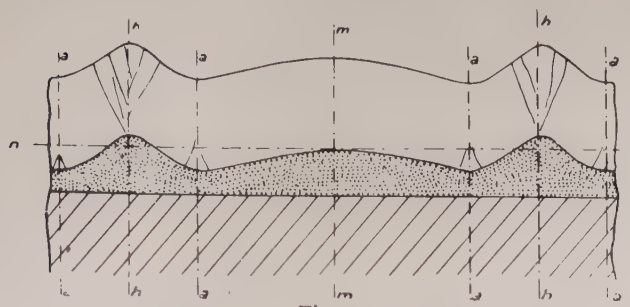


Fig. 4.
Es bezeichnen: *aa* die Zonen der größten Senkung,
hh „ „ „ „ Hebung,
mm den Mittelsattel,
nn die ursprüngliche Salzoberfläche.

des Salzes immer kleiner wird. Durch die Geschwindigkeitsabnahme einerseits und den zu überwindenden Reibungswiderstand andererseits wird aber die Energie allmählich aufgezehrt, und sobald alle Kräfte im Gleichgewicht sind, kommt die Bewegung zum Stillstand.

Durch Umwandlung der potentiellen in kinetische Energie treten in der Bewegungsrichtung des Salzes Kräfte auf, die in den Schwächezonen des Deckgebirges aufwärts, also der Schwerkraft entgegenwirken. Unter den Gebieten größter Absenkung des Deckgebirges wirken sie horizontal und in den Zwischenregionen schräg aufwärts oder schräg abwärts, je nachdem, ob es sich um Kräfte in den Flanken der Aufpressungszone oder um solche unter den Schenkeln des Mittelsattels handelt. Die schräg gerichteten Kräfte lassen sich in eine horizontale und eine vertikale Komponente zerlegen. Die horizontalen Komponenten bewirken vornehmlich die seitliche Verfrachtung der Salzmassen, während die Senkung bzw. lokale Hebung des Deckgebirges vor allem von den Vertikalkräften abhängig ist. Eine scharfe Trennung läßt sich unter den Bewegungsrichtungen und der Wirkung der verschiedenen Kräfte nicht durchführen, weil alles ineinandergreift, weil die Kräfte in jedem Augenblick — natürlich geologisch gesprochen — ihr Größe und Richtung ändern, vor allen Dingen jedoch nicht, weil wir die absolute Größe der Kräfte nicht kennen. Fig. 4 zeigt das Bild eines bestimmten Augenblicks in der Entstehung der Salztektonik. Der Endzustand dürfte bald erreicht sein. Es sei nochmals daran erinnert, daß das Bild rein theoretisch ist; die Krümmungen sind in Wirklichkeit nicht so stark, und andererseits wäre, wenn die Salzaufpressung schon so weit vorgeschritten ist, das Deckgebirge auf den Sätteln sicher schon teilweise abgetragen worden.

Um uns ein klares Bild zu machen von den bei der Aufpressung wirksamen Kräften, zeichnen wir eine Aufpressungszone in größerem Maßstab heraus (Fig. 5). Wir denken uns das Deckgebirge wieder in einzelne Schollen zerlegt und lassen an jeder Scholle die Schwerkraft angreifen. Die gleich großen, vertikal gerichteten Schwerkräfte (*g*) werden in zwei Komponenten zerlegt, deren eine (*z*) in der Neigungsrichtung der Scholle wirkt; die andere *(d)* ist senkrecht dazu, also senkrecht auf die Salzoberfläche gerichtet. Die letztgenannten Komponenten *(d)* drücken auf das Salz, fördern also den Salzauftrieb. Die Druckkomponenten *d* sind um so größer, je flacher das Deckgebirge liegt; in den tiefsten Punkten des Deckgebirges, also bei horizontaler Lagerung, wird diese Komponente gleich der Schwerkraft *g*. Genau umgekehrt verhalten sich die anderen Komponenten *(z)* der Schwerkraft, die das Deckgebirge parallel zur Salzoberfläche nach unten zu ziehen trachten.

Wie steht es nun um die Kräfte *(s)* im Salz? Sie werden hervorgerufen durch Umwandlung der potentiellen Energie in kinetische und wirken in der Bewegungsrichtung des Salzes, d. h. parallel zur Salzoberfläche. Ihre Größe nimmt von einem Mindestwerte in den Zonen *a a* zu, bis in der Zone *h h* ein Maximum erreicht wird. Das Wachs-

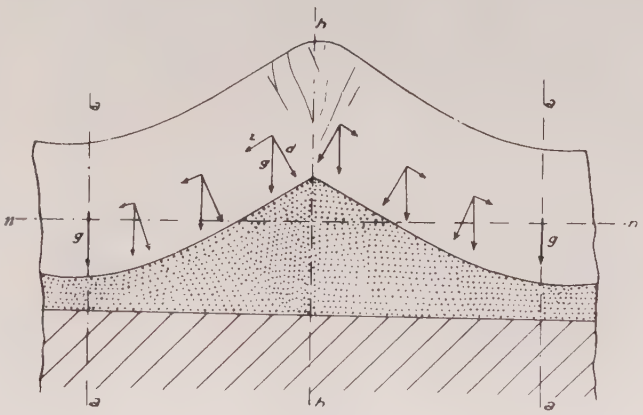


Fig. 5.

tum dieser Kräfte wird dadurch verursacht, daß immer größere Salzmassen in Bewegung kommen, und daß, je weiter nach oben, die Geschwindigkeit v immer größer wird. Es ist $E = {}^1/_2 mv^2$. Die Vergrößerung der Geschwindigkeit ist aber dadurch bedingt, daß der Querschnitt (sagen wir die Durchgangsöffnung) nach oben zu kleiner wird. Aus

$$m = f \times v^{1})$$

ergibt sich ohne weiteres, daß, je kleiner der Leitungsquerschnitt f wird, v um so größer werden muß, damit dieselbe Salzmenge in der gleichen Zeit befördert werden kann.

1) Dies ist die Bewegungsformel für sich in einer Rohrleitung von beliebig geformtem Querschnitt bewegende Flüssigkeiten oder Gase.

Zum Vergleich der nach oben zu größer werdenden Kräfte *s* im Salz müssen solche ausgewählt werden, die in gleichem Abstand von der Grenzfläche des Salzes gegen das Deckgebirge angreifen. Derartige Kräfte sind in Fig. 6 eingetragen. Um eine deutlichere Darstellung zu erzielen, sind die Angriffspunkte der Kräfte verschieden weit vertikal nach unten verschoben worden. Die Kräfte selbst wurden in je eine horizontale Komponente *h* und eine Vertikalkomponente *v* zerlegt. *h* drückt seitlich auf die Salzmassen, *v* nach oben gegen das Deckgebirge. *h* und *v* geben gleichzeitig Bewegungsrichtung und relative Größe der Bewegung an.

Da uns vornehmlich die vertikalen Bewegungen interessieren, sind in Fig. 6b die Vertikalkomponenten *v* herausgezeichnet worden; die am Deckgebirge wirkenden Schwerkräfte *g* (vgl. Fig. 5) sind in Fig. 6c dargestellt. Die Diagramme 6b und c sind durch Addition der einzelnen Kräfte in 6d zu einem Diagramm vereinigt, das genau zeigt, wo im Deckgebirge Hebung, und wo Senkung erfolgt ist.

Eine genaue Berechnung der Kräfte läßt sich erst dann durchführen, wenn die Reibungswiderstände und die Geschwindigkeit der Salzbewegung einwandfrei ermittelt worden sind.

Tragen wir, entsprechend der Fig. 5, die Schwerkräfte im Mittelsattel ein (s. Fig. 7) und zerlegen sie in senkrecht zur Salzoberfläche wirkende Druckkomponenten *d* und dazu rechtwinklig gerichtete Zugkomponenten *z*, so sehen wir zunächst, daß *d* in der Achsenebene *m m* des Mittelsattels und in den Zonen größter Absenkung am größten, nämlich gleich der Schwerkraft *g* ist. Die Komponenten *d* konvergieren im Bereich des Mittelsattels nach unten und jenseits der Zonen *a a* (von *m m* aus betrachtet) nach oben. Das bedeutet aber nichts anderes, als daß beiderseits von *a a* entgegengesetzt gerichtete Bewegungen auftreten müssen; von *a a* aus strömt das Salz sowohl nach rechts wie nach links fort.

An zwei Stellen ist *d* noch einmal in eine horizontale und eine vertikale Komponente zerlegt worden. Daraus geht ohne weiteres hervor, daß *d* relativ große Abwärtsbewegung und nur relativ geringe horizontale Bewegung des Salzes nach der Mitte zu verursacht. Um die Fließbewegungen des Salzes unter dem Mittelsattel und die Wirkung der im Salz auftretenden Kräfte verstehen zu können, müssen wir diese Betrachtungen mit den Erwägungen über die Entstehung des Mittelsattels verbinden. Wir hatten gesehen, daß mit der Aufpressung des Salzes in den Zonen *h h* (vgl. Fig. 4) eine Absenkung des Deckgebirges verbunden ist. Die im Salz aufgespeicherte potentielle Energie wird in kinetische Energie umgewandelt. Die erste Folge davon ist ein Zurückbleiben des der Ebene *h h* benachbarten Deckgebirges in der allgemeinen Abwärtsbewegung; ja, allmählich wird hier die Bewegungsrichtung umgekehrt, das Deckgebirge wird gehoben (s. Fig. 5 u. 6).

Bereits früher hatte ich erläutert und begründet, daß die Kräfte im Salz um so größer sind, je näher ihr Angriffspunkt der Ebene *h h* liegt. Kraftgröße und Fließbewegung stehen aber in Wechselbeziehung zueinander: je größer die Kraft, um so stärker die Fließbewegung und umgekehrt. Da nun von der Mitte zwischen zwei ursprünglichen Schwächezonen, jetzt Störungszonen des Deckgebirges (*h h*) aus die Fließbewegung größer wird in Richtung auf *h h* zu, so tritt (rückwärts) gewissermaßen eine Saugwirkung im Salz auf. Die Geschwindigkeitserhöhung überträgt sich nicht schnell genug auf die gesamte Salzmasse, und unweit *h h* muß das Deckgebirge in den Zonen *a a* etwas schneller einsinken als in der Zone *m m*. Die erste Anlage des Mittelsattels ist erfolgt.

Trotzdem sinkt der Mittelsattel weiter. Aber die Bewegungen im Salz sind jetzt anderer Art. Unterhalb einer Ebene, die wir uns durch die tiefsten Punkte des Deckgebirges (d. i. in den Zonen *a a*) gelegt denken, fließt das Salz immer noch vom Mittelsattel weg; oberhalb dieser Ebene jedoch wirken die Druckkräfte *d* konzentrisch nach innen (siehe Fig. 7) und drängen das Salz zum Mittelsattel hin. Je größer der Unterschied in der Höhenlage des Deckgebirges in den Zonen *a a* gegenüber *m m* wird, je steiler also die Schenkel des Mittelsattels liegen, um so größere Kräfte wirken der Salzbewegung nach *h h* entgegen. Innerhalb des Mittelsattels wird allmählich eine Aufwärtsbewegung des Salzes eintreten; die Abwärtsbewegung des Deckgebirges hört auf, und vielleicht findet sogar wieder eine geringe Hebung statt.

All diese Bewegungen kommen zum Stillstand, sobald die Kräfte im Gleichgewicht sind, und die Salzaufpressung ist einstweilen beendet. Sie kann natürlich eine Neubelebung erfahren, wenn das Gleichgewicht gestört wird, sei es durch Abtragung des Deckgebirges, sei es durch Ablagerung neuer Sedimente, oder sei es durch orogenetische Ereignisse. In Fig. 8 sind die im Bereich des Mittelsattels auftretenden Kräfte und Vertikalbewegungen nach dem bereits in Fig. 6a bis d angewandten Prinzip dargestellt. Es ist angenommen, daß der Endzustand ungefähr erreicht worden ist. Das Diagramm 8d zeigt, daß die Senkung des Deckgebirges in den Zonen *a a* am größten und in der Zone *m m* am geringsten ist. Nicht immer braucht das Deckgebirge — wenn der Endzustand erreicht ist — in der Ebene *m m* gesunken zu sein, sondern es kann nach anfänglicher Absenkung bis in sein ursprüngliches Niveau *n n* zurückgehoben worden sein; es ist sogar nicht ausgeschlossen, daß das Deckgebirge unter besonders günstigen Umständen noch bis über das Niveau *n n* emporgehoben werden kann. Begünstigt wird eine solche Hebung des Mittelsattels durch möglichst große Salzmächtigkeit und Abtragung der obersten Schichten im Scheitel des Mittelsattels. Das Verdienst, zuerst auf die

Entstehung des Mittelsattels aufmerksam gemacht zu haben, gebührt Fr. Schuh (1922). Er gibt jedoch nicht an, warum der Mittelsattel entstehen muß, und wie er entsteht. In den vorstehenden Abschnitten habe ich versucht, einen Weg zu zeigen, der vielleicht zur Klärung dieser Fragen führen kann. Schuh nimmt an, daß die Bewegungen des Deckgebirges dann aufhören, „wenn in den Regionen stärkster Durchbiegung das gesamte Salz unter dem Deckgebirge weggepreßt worden ist, so daß dieses direkt auf dem Liegenden der Salz-

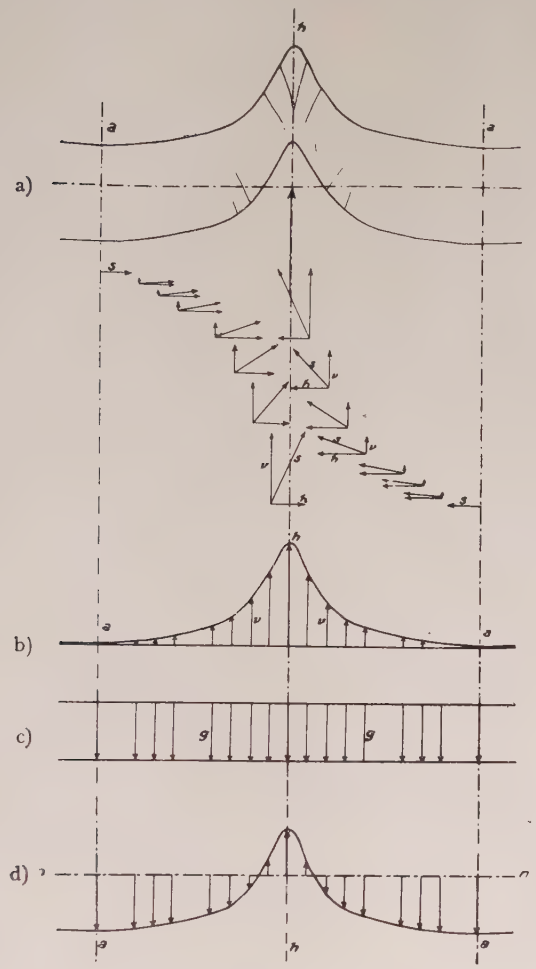


Fig. 6a—d.

formation aufruht, . . .“ Diese Annahme trifft aber nur dann zu, wenn die Salzformation relativ geringmächtig ist. Bei großer Salzmächtigkeit dagegen (z. B. bei den deutschen Zechsteinsalzen) kann man sich auf Grund der Erwägungen über die Entstehung des Mittelsattels vorstellen, daß die Kräfte ins Gleichgewicht kommen und die Bewegungen aufhören, bevor in den Zonen stärkster Durchbiegung das Salz restlos weggepreßt worden ist.

Für das Ausklingen der Bewegung sind zwei Faktoren von Bedeutung. Das aufsteigende Salz wird allmählich, je mehr es sich der Erdoberfläche nähert um so mehr, druckentlastet. Hierdurch gerät das Salz in einen Zustand geringerer Plastizität, wodurch eine Vergrößerung des inneren Reibungswiderstandes und dadurch wiederum eine Verminderung der Geschwindigkeit verursacht wird. Infolgedessen kommt die Salzbewegung an der Erdoberfläche oder vielleicht auch schon dicht unter ihr zum Stillstand. Die höchstgelegenen Teile der Salzmassen in den Zonen *h h* büßen ihre Beweglichkeit ein, sie erstarren gewissermaßen und leisten den von unten nachdrängenden Salzmassen Widerstand, der so groß werden kann, daß jede Bewegung der Salzmassen aufhört.

2. Bei geneigter Lagerung des Schichtenkomplexes.

Nehmen wir nun an, daß die Schichten vor Beginn der Salzaufpressung um den Winkel *α* geneigt worden seien (Fig. 9), wie es z. B. im subherzynen Becken der Fall ist. Dann können die am Deckgebirge angreifenden Schwerkräfte *g* in je eine Druckkomponente *d* und eine Zugkomponente *z* zerlegt werden. Nur *d* drückt auf das Salz. Wird nun in der Zone *h h* das Deckgebirge derartig geschwächt, daß dort die Salzaufpressung einsetzen kann, so wird das Deckgebirge in der Zone *h h* zunächst gleichmäßig aufgewölbt werden. Später aber wird, da das Salz stets nach oben strebt, mehr Salz aus dem tiefer gelegenen Teil der Lagerstätte in die Aufpressungszone strömen als aus dem höher gelegenen Teil. Dadurch wirkt eine größere Kraft gegen den rechten Flügel des Deckgebirges als gegen den linken Flügel (Fig. 5), und der ursprünglich höher gelegene Teil des Deckgebirges (in der Fig. rechts)

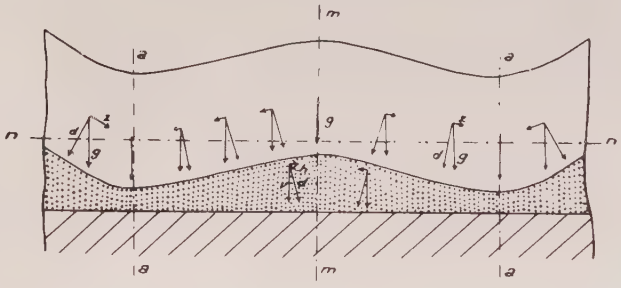


Fig. 7.

wird höher herausgepreßt als der tiefere. Der Enderfolg dürfte der sein, daß der linke Flügel gegenüber dem rechten abgesunken zu sein scheint, daß aber die Schichten des linken Flügels steiler aufgerichtet sind als die des rechten Flügels.

Ferner zeigt uns die Fig. 10, die analog den Fig. 6 und 8 konstruiert worden ist, daß die Zone der höchsten Aufpressung (*h h*) näher an der tiefer[1]) gelegenen Zone der größten Absenkung (*a a*) (in der Fig. links) liegt, und daß der Mittelsattel der höher[1]) gelegenen Aufpressungslinie (*hh*)

1) „Höher“ und „tiefer“ in bezug auf die Schrägstellung der Schichten vor Beginn der Salzaufpressung.

genähert worden ist. Durch die Schrägstellung der Schichten vor der Salzaufpressung ist die Lagerung unsymmetrisch geworden[1]).

c) Entstehung von Faltenbildern im Deckgebirge ohne seitlichen Druck.

Bei Betrachtung der Fig. 4, 5, 6—8 und 10 hat man zunächst den Eindruck, als sei das Deckgebirge durch seitlichen Druck gefaltet worden. Nimmt man keinen seitlichen Druck an, so müßte man erwarten, daß das Deckgebirge in der Aufpressungszone einfach hochgeklappt wird; zwischen den beiden Flügeln der Salzaufpressung müßte im

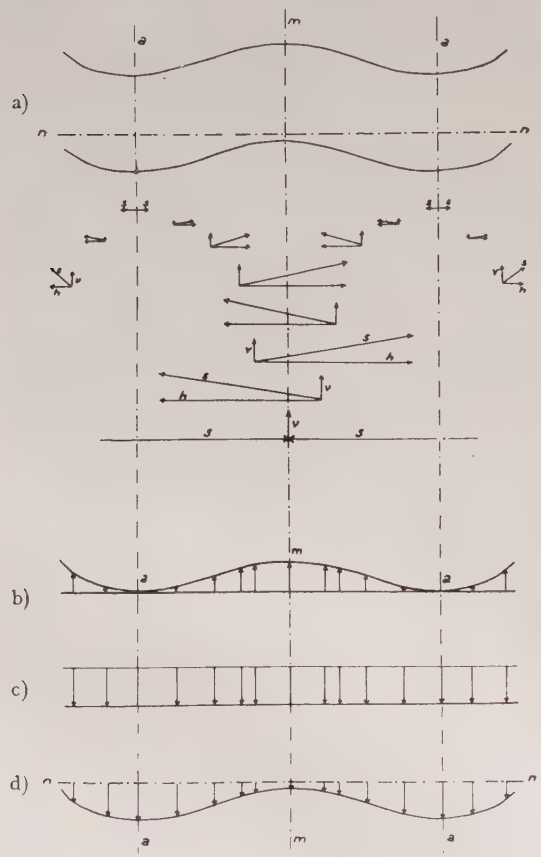


Fig. 8a—d.

Deckgebirge eine klaffende Lücke entstehen, in die Salz hineindringt. In diesem Sinne zeichnet Schuh (1922, Fig. 4) die Aufpressungszone. Ein derartiges Bild wird man in der Natur aber kaum finden. Für eine Erklärung dieser Erscheinung ohne Annahme eines seitlichen Druckes gab mir mein hochverehrter Lehrer, Herr Geh. Bergrat Prof. Dr. J. F. Pompeckj, sehr wertvolle Anregungen.

In fast allen Gesteinen kann man Kleinzerteilungen in horizontaler und vertikaler Richtung beobachten. Bei Sedimenten ist die Absonderung auf Schichtflächen hinreichend bekannt; aber auch senkrecht zu den Schichtflächen findet man unzählige Spalten und Klüfte[2]), die bald nur Haaresbreite besitzen, bald wenige Millimeter und bald ein oder mehr Zentimeter breit sind. An diesen Vertikalklüften entlang hat nie eine Verschiebung größeren Ausmaßes stattgehabt (diese beträgt meist 0 oder 1 mm bis höchstens wenige Zentimeter). Sehr gut ist diese Zerklüftung des Gesteins im deutschen Muschelkalk zu beobachten, wo die Klüfte im Einfallen der Schichten und auch senkrecht dazu sehr zahlreich und relativ weit sind. Addiert man diese Spalten, so muß man eine beträchtliche Raumerweiterung des betreffenden Gesteinskomplexes durch Entstehung der Spalten und Klüfte feststellen. Nehmen wir an, daß auf 1 m die Gesamtweite der Vertikalklüfte (senkrecht zur Schichtfläche) eines Sedimentgesteines 1 cm betrage, so macht das für das 65 km breite subherzyne Becken 650 m aus. Für die Entstehung der Klüfte kommen in erster Linie Spannungen im Gestein infolge zu großer Zug- und Druckbeanspruchung sowie Temperaturänderungen in Betracht[1]). Es sei daran erinnert, daß die Festigkeit der Gesteine gegen Zug, Druck, Abscherung und Biegung ziemlich gering ist im Vergleich zu den gewaltigen Kräften, die in der Erdrinde und im Erdinnern auftreten. Berücksichtigt man diese Tatsachen, so ist es erklärlich, daß bei der Salzaufpressung die starken Verbiegungen des Deckgebirges erfolgen können, ohne daß in den Mittelsätteln (im subherzynen Becken: Elm und Fallstein) große Verwerfungen entstehen. Die einzelnen

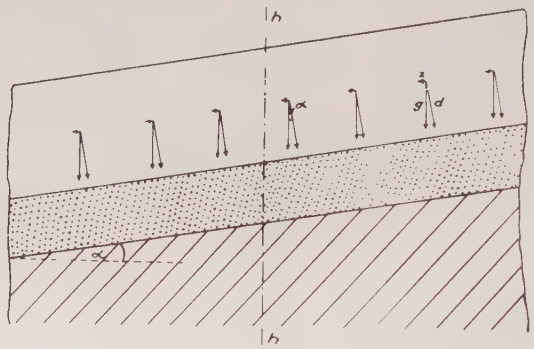


Fig. 9.

Bänke zerbrechen nämlich, falls das nicht schon früher geschehen ist, bei der Aufwölbung in sich.

Den Vorgang bei der Umbiegung der Deckgebirgsschichten durch Salzaufpressung können wir uns folgendermaßen vorstellen. Ist im Deckgebirge auf irgendeine Weise eine Schwächezone *h* geschaffen worden (s. Fig. 9), so beginnt die Salzaufpressung, und das aufwärtsstrebende Salz drängt in der Schwächezone *h* das Deckgebirge nach oben. Die Folge davon ist, daß in den unteren Teilen des Deckgebirges eine Pressung auftritt, nahe der Erdoberfläche dagegen Zerrung. Werden die Spannungen zu groß, so entstehen die oben erwähnten Spalten. Der Widerstand einer einzelnen Gesteins-

1) Vgl. die Fig. 4, 6 und 8 mit Fig. 10.
2) Vgl. Schuh 1922 a, S. 56—60.

1) Nähere Angaben sowie Zahlwerte für Gesteinsfestigkeit finden sich im „Handbuch der bautechnischen Gesteinsprüfung" von Hirschwald, 1911/12.

schicht gegen Zerreißung ist ziemlich gering und die Gesteine zerreißen, bevor die Spannung derartig angewachsen ist, daß eine Auslösung der Spannung durch Zerreißen an einer einzigen Stelle erfolgen kann. Es werden also zahlreiche Zerrspalten von geringerem Ausmaße entstehen, jedoch niemals oder nur äußerst selten in plastischen Schichten, wie Salz oder nassen Tongesteinen. In letzteren erfolgt bei der Schichtenumbiegung die Verschiebung der einzelnen Teilchen gegeneinander ohne Bruch.

Zeichnerisch läßt sich das Zerbrechen der Deckgebirgsschichten bei der Salzaufpressung und die

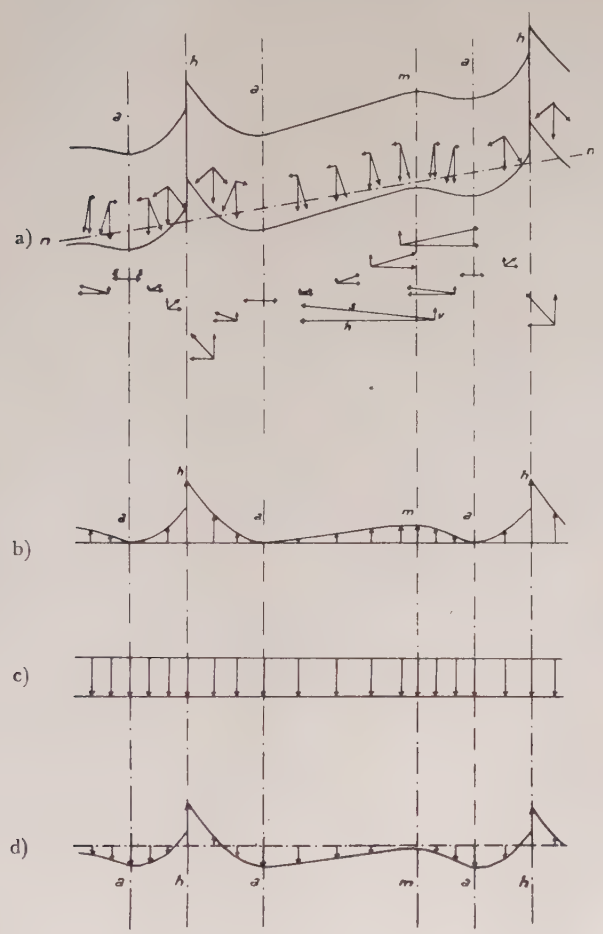


Fig. 10a—d.

geringfügige Verschiebung der einzelnen Teile gegeneinander folgendermaßen darstellen (Fig. 11). Das Deckgebirge wird in einzelnen schmalen Streifen hochgepreßt, die alle um ganz geringfügige Beträge gegeneinander verschoben worden sind. Zuerst wird der in der Linie *h h* gelegene Streifen aus dem Zusammenhang herausgelöst, dann folgen die nächsten rechts und links von *h h*, dann die dritten usw. Die Verschiebungen sind im einzelnen so geringfügig, daß wir im Gestein bei oberflächlicher Betrachtung nur die Spalten sehen, und daß uns im übrigen die Schichten gebogen erscheinen. Die Spalten gehen in der Natur nicht durch alle Schichten ununterbrochen hindurch, sie sind in den verschiedenen Schichten gegeneinander verschoben; Anzahl und Abstand der Spalten sind in den verschiedenen Gesteinsarten verschieden groß. Es entstehen nicht nur vertikale, sondern auch schräg gerichtete Spalten. Die Gesteine werden teilweise zermalmt; auch werden größere oder kleinere Gesteinskeile an schräg auf die Linie *h h* zufallenden Böschungssprüngen absinken. Die Folge davon ist, daß wir heute, wo über der Aufpressungszone das Deckgebirge vielleicht bis zum Niveau *o o* (Fig. 11). abgetragen ist, verschiedenaltrige Gesteine nebeneinander antreffen und vielleicht dort größere Verwerfungen vermuten, wo in Wirklichkeit nur kleine Böschungssprünge sind. Daß trotz der divergierenden Aufbiegungsrichtung der beiden Deckgebirgsflügel keine große klaffende Lücke im Deckgebirge entsteht, ist dadurch zu erklären, daß infolge des Aufreißens der vielen kleinen Spalten der gesamte Gesteinskomplex jetzt einen viel größeren Raum einnimmt als früher.

VII. Die Entstehung der Salzaufpressungslinien im subherzynen Becken.

a) Bisherige Anschauungen, Erklärung der Schwächezonen- und Faltenbildung durch vornehmlich horizontale Kräfte.

Ebenso wie die Ursache der Salzaufpressung überhaupt — ob durch tangentialen Druck (Stille), ob durch Deckgebirgsdruck oder andere Kräfte — noch umstritten ist, so ist auch die Entstehung der Salzaufpressungslinien im subherzynen Becken noch

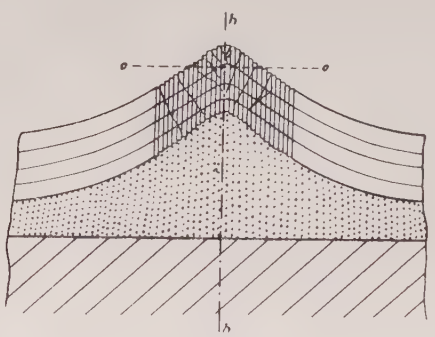


Fig. 11.

nicht eindeutig geklärt. Das Profil auf Tafel I zeigt den verschiedenen Bau der einzelnen Höhenzüge zwischen Harz und Flechtinger Höhenzug, freilich ohne Angabe der Kleinzerteilung in den einzelnen Stufen des Deckgebirges. Harli, Asse, Dorm und Oberes Allertal sind unzweifelhaft Aufpressungszonen, während Fallstein und Elm Mittelsättel darstellen. Alle Formen sind sehr scharf ausgeprägt.

Als Entstehungsursache wird im allgemeinen ein während der Oberkreidephase wirksamer, von SW kommender tangentialer Druck angenommen. Dieser sollte Harz und Flechtinger Höhenzug emporgehoben und nach Norden überschoben sowie die zwischen beiden Gebirgen liegenden Schichten gefaltet haben. Die Bewegung von Harz und Flech-

tinger Höhenzug nach Norden muß man sich ungleichförmig denken, weil sonst im Oberen Allertal keine Zerrungszone hätte entstehen können. Nirgendwo findet sich jedoch eine befriedigende Erklärung für Art und Ursache des tangentialen Druckes bzw. der Zerrung, die zur Entstehung der Allertal-Störungszone führte.

b) Erklärungsversuch durch vornehmlich vertikale Kräfte.

Der Hypothese eines in SW/NO-Richtung wirkenden Druckes haften so viele Schwierigkeiten an, daß wir nach einer andern Entstehungsursache für die Falten im subherzynen Becken suchen müssen.

In dem Kapitel „Theoretische Betrachtungen über die Salzaufpressung infolge Deckgebirgsdruckes" ist ausführlich erläutert worden, daß bei der Salzaufpressung Faltenbilder auch ohne Mitwirkung eines horizontalen Druckes entstehen können. Nehmen wir an, daß dies auch im subherzynen Becken der Fall war, so muß erklärt werden, wie und weshalb die Schwächezonen im Deckgebirge des Salzes gebildet worden sind. Diese Erklärung kann nur im Rahmen einer Gesamterklärung des subherzynen Beckens gegeben werden. In der präneokomen Bewegungsphase sank das subherzyne Becken — vielleicht infolge Druckentlastung im Untergrund — schollenförmig nach SW ein; varistisches Grundgebirge, Salz und Deckgebirge neigten sich nach SW. Dabei erlitt die Scholle eine Raumeinengung, und es trat eine geringe Pressung der mesozoischen Schichten innerhalb des Beckens ein. Ferner übte der Harz infolge der seitlichen Druckentlastung einen Druck auf sein Vorland aus. Einem größeren Druck wurde das Mesozoikum des subherzynen Beckens wahrscheinlich durch das spätere Zurücksinken des Harzes ausgesetzt. Die Schichten zerbrachen; es entstanden Spalten und Klüfte, und dann wurde das Deckgebirge durch tiefgreifende Erosion an einzelnen Stellen derartig geschwächt, daß die Salzaufpressung beginnen konnte.

Solche Schwächezonen bildeten sich im subherzynen Becken z. B. dort, wo wir heute die Salzaufpressunglinien des Harli, der Asse und des Dorms finden. Die Störungszone des Oberen Allertales dagegen entstand in einer Zerrungsregion des Deckgebirges. Die Salzaufpressung selbst erfolgte analog den im Kapitel „Theoretische Betrachtungen über die Salzaufpressung infolge Deckgebirgsdruckes" beschriebenen Vorgängen. Da die subherzyne Scholle vor Beginn der Salzaufpressung nach SW geneigt war, ist im Harli und in der Asse der Südflügel steil aufgerichtet; bei beiden ist der Nordflügel als der höher gelegene Teil des Deckgebirges stärker herausgehoben worden als der Südflügel. Dies ist daraus zu ersehen, daß auf den Nordflügeln ältere Schichten zutage ausgehen als auf den Südflügeln. Der Dorm scheint gleichmäßiger aufgepreßt zu sein. Der Grund hierfür ist vielleicht in dem Umstand zu suchen, daß die Zerrung, die die Allertalspalte entstehen ließ, sich wahrscheinlich bis zum Dorm auswirkte und den ehemals vorhandenen Höhenunterschied zwischen Nord- und Südflügel wieder ausglich. Die kuppelförmigen Aufwölbungen des Fallsteins und Elms sind als Mittelsättel zwischen den genannten Salzaufpressungslinien zu deuten. Die Überlegung, daß bei vor der Salzaufpressung geneigten Schichten der Mittelsattel näher an die höher gelegene Aufpressungszone heranrückt, findet im subherzynen Becken ihre Bestätigung. Die Achse des Fallsteins ist etwa 10 km von der des Harliberges und 9,5 km von der der Asse entfernt. Deutlicher tritt das beim Elm hervor. Seine Achse ist 12 km von der Asse und nur 9,5 km vom Dorm entfernt.

c) Die Fließbewegungen im Salz und die Kontinuität des Salzauftriebes.

Daß die Kalisalze in den Aufpressungszonen und in den Mittelsätteln sattelförmig liegen[1]), ist kein Beweis dafür, daß das Faltenbild im subherzynen Becken durch horizontal gerichteten Druck entstanden ist. Auch bei der Salzaufpressung infolge Deckgebirgsdruckes müssen die Schichten innerhalb des Salzkörpers sattelförmig aufgerichtet werden. Daß die Mächtigkeit der Kalisalze in den oberen Teilen der Aufpressungszone größer ist als auf den Flügeln, wo die Kalisalze stellenweise ganz fehlen, wird ohne weiteres klar, wenn man bedenkt, daß der Fließdruck der Kalisalze geringer ist als der des Steinsalzes, und daß also die Kalisalze früher in Bewegung geraten als das Steinsalz.

Über die Frage, ob der Salzaufstieg episodisch oder kontinuierlich erfolgt ist, sind mir aus dem subherzynen Becken keinerlei Mitteilungen bekannt. Da Gripp (1920) der Nachweis gelungen ist, daß es einen kontinuierlichen Salzaufstieg gibt, so dürfen wir für die Salzaufpressungslinien des subherzynen Beckens ohne Bedenken ebenfalls kontinuierlichen Salzauftrieb annehmen. Der Beginn der Salzaufpressung fällt in eine orogenetische Zeit, während die Aufpressung selbst in anorogenetischen oder epirogenetischen Zeiten noch fortdauert. So ist z. B. für Harli, Asse und Dorm nachgewiesen worden, daß die Salzaufpressung in der präneokomen Bewegungsphase begonnen hat. Während der ganzen Kreidezeit fand kontinuierlicher Salzaufstieg statt, und dieser erfuhr in der Oberkreidezeit und in den tertiären Bewegungsphasen besondere Neubelebungen bzw. Erhöhungen.

1) Das obere Allertal macht eine Ausnahme.

B. Geologische Grundlagen.

I. Der gegenwärtige Stand der tektonischen Erforschung unserer Salzlagerstätten.

Den genannten Arbeiten Woldstedts sowie einer anderen Arbeit von demselben Autor über das obere Allertal (Woldstedt 1924 a) liegt die Anschauung zugrunde, daß wir für die tektonische Betrachtung unseres Gebietes und natürlich auch bei allen anderen Gebieten, in denen ausgedehntere Salzlagerstätten des Perms auftreten, drei Schichtgruppen unterscheiden müssen. Diese werden (in Woldstedt 1924) folgendermaßen eingeteilt: „das im wesentlichen mesozoische Deckgebirge, das Salz, das gefaltete paläozoische Grundgebirge (wobei die über dem eigentlichen gefalteten Paläozoikum mehr oder weniger flach lagernde Decke von Zechstein und Oberrotliegendem vernachlässigt werden kann)", Woldstedt sagt: „Es ist von vornherein anzunehmen, daß diese drei außerordentlich verschieden gearteten Schichtgruppen auch auf tektonische Einflüsse ganz verschieden reagieren werden: das durch Faltung verfestigte Grundgebirge anders als das aus zahllosen dünnen Schichten bestehende Paket des Deckgebirges, und ganz anders wieder das zwischengelagerte Salz, das insbesondere noch spezifisch leichter ist und bei Zunahme von Druck und Temperatur eher plastisch wird als das umgebende Gebirge."

Außer Stille hat vor Woldstedt noch niemand diese Dreiteilung der Schichten und ihre Bedeutung so klar zum Ausdruck gebracht, obwohl das verschiedenartige Verhalten der Salzschichten gegenüber ihrem Deckgebirge schon lange bekannt ist und zu den verschiedenen Theorien über die Entstehung der Salzhorste geführt hat. Stille ist der einzige unter den älteren Autoren, der das Grundgebirge als ausschlaggebenden Faktor für die entstehenden tektonischen Formen betrachtet (Stille 1917). Früher wurde das Grundgebirge meist ganz vernachlässigt; in Wirklichkeit ist es aber ein wesentlicher Faktor für die Entstehung der heutigen Formen der Salzlagerstätten, nämlich als Widerlager (ein solches muß nach den Gesetzen der Mechanik auch bei der Salzaufpressung vorhanden sein) und andrerseits, weil es, wenigstens im subherzynen Becken, durch schollenförmiges Einsinken und dadurch bedingtes Zerreißen des Deckgebirges erst die Kraft auslöste, die das Salz aufgepreßt hat.

Diesen Einfluß des Grundgebirges hat Woldstedt wohl erkannt, aber die Art des Einflusses nicht nach ihrer vollen Bedeutung betont. In seiner „Tektonischen Skizze der weiteren Umgebung Braunschweigs" schreibt er auf Seite 105/106: „Die geschilderten Verhältnisse — im Norden Zerrung, im Süden Zusammenschub — habe ich durch das Zusammenwirken von mehreren Faktoren zu erklären versucht. Die Hauptursache bildete das Absinken des Untergrundes zwischen dem oberen Allertal und dem Harz und das Einkippen dieser Scholle nach SW hin, wobei es am nördlichen Harzrande zur Bildung einer Überschiebung kam. So entstand der subherzyne Trog; und unter Anlehnung an die Lehmannschen Vorstellungen von Faltungserscheinungen in Trögen nahm ich ein Abreißen der Deckschichten an der Allertalspalte und ein Zusammenschieben nach der Tiefe des subherzynen Troges an. Ich glaube heute allerdings, daß dem unmittelbaren, von der Harzscholle ausgehenden tangentialen Druck ein größerer Anteil an der Herausbildung der Formen zukommt, als ich damals annahm."

Seidl (1914) betrachtet „die starke Störung der Lagerungsverhältnisse" (es handelt sich um das Salzlager des Magdeburg-Halberstädter Beckens) als „eine Folge der Faltung und Schollenverschiebung in postpermischer Zeit, welche die ursprünglich weit über die Grenzen Mitteldeutschlands hinaus ausgedehnte Zechsteinsalzlagerstätte in einzelne nunmehr getrennte Verbreitungsgebiete zerlegt und so auch das Sondervorkommen des Magdeburg-Halberstädter Beckens geschaffen hat, . . ." Seidl führt also die Entstehung der heutigen Lagerungsformen auf tektonische Ursachen zurück, hält aber andererseits den Druck des Deckgebirges für einen mitbestimmenden Faktor. Welche Rolle er dem Grundgebirge zuweist, habe ich aus der genannten Arbeit nicht erkennen können.

Stille (1917, 1922 und 1924) mißt dagegen dem Grundgebirge eine große Bedeutung für die Bildung der heutigen Lagerungsformen bei. In seinem Aufsatz über „Injektivfaltung und damit zusammenhängende Erscheinungen" bringt er die schmalen Salzhorste und dazwischenliegenden Breitmulden Nordhannovers („ejektive Faltung") in Verbindung mit den mehr oder weniger gleichmäßig ausgebildeten Mulden und Sätteln Südhannovers („kon-

gruente Faltung") und den niederhessischen Gräben und zwischenliegenden Breitsätteln („dejektive Faltung"). Es besteht nach Stille ein Zusammenhang zwischen diesen drei Zonen der Haupttypen saxonischer Faltung, die durch tangentialen Druck entstanden sind. Die verschiedenartige Wirkung dieses Druckes geht nach Stille auf die verschiedene Teufe zurück, in der das varistische Grundgebirge ansteht. Dieses widersteht dem tangentialen Zusammenschub und übt auf die über ihm liegenden „mobileren" Schichten einen „Basisschutz" aus.

Ganz andere Anschauungen äußert Fulda (1926). Ausgehend von der Plastizität des Salzes und den Versuchen Gellers (1924) über das Verhalten von Salzmineralien bei hohen Drücken und wechselnden Temperaturen, erkennt Fulda die von Mügge (1924) und Geller (1924 und 1925) aus den Versuchen gezogenen geologischen Folgerungen als richtig an. Alle drei verneinen den Einfluß der Zeit sowohl auf die Versuchsergebnisse als auch auf die geologischen Vorgänge (Salzaufpressung).

Diesen Schlußfolgerungen trat Rinne (1925 und 1925 a) entgegen, und in der Diskussion zu Fuldas Vortrag äußerten u. a. auch Woldstedt und Born die Ansicht, daß bei der Salzaufpressung die Zeit unbedingt eine gewisse Rolle gespielt haben müsse.

Nach Fulda kommt der Belastungsdruck des Deckgebirges für die Aufpressung nicht in Frage, weil er viel zu gering ist. Die Aufpressung des Salzes ist nach seiner Ansicht durch nachpermische, tangentiale Druckkräfte erfolgt, und es hat kein vorzeitiges Fließen stattgehabt. Wichtig sind schließlich noch die Arbeiten von Weigelt (1920) und Quiring (1924) über Kipp- bzw. Schrägschollen. Fig. 12 zeigt das Absinken einer Schrägscholle AB zwischen zwei festen Schollen. Unter der Voraussetzung, daß die beiden andern Schollen nicht oder

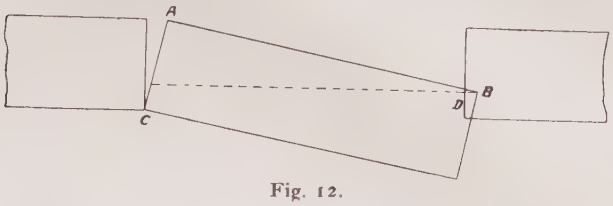


Fig. 12.

nur ganz unwesentlich nachgeben, tritt eine lineare Verkürzung BD der Schrägscholle ein. Für diese stellt Fulda folgende Formel auf:

$$BD = AB \times (\cos \alpha - 1) + AC \times \alpha,$$

worin AC die Mächtigkeit der sinkenden Scholle und α ihren Neigungswinkel bedeuten. Bei B muß eine Druckzone und bei A eine Zerrungszone entstehen. Quiring vertritt die Ansicht, daß stets eine Zerrungs- bzw. Grabenzone ausgebildet wird. Dem widersetzt sich Fulda, indem er sagt, daß keine Zerrungszone, sondern nur Druckzonen auftreten, sobald mehrere benachbarte Schollen in gleichem Sinne einsinken (vgl. Fig. 13). Damit hat Fulda jedoch nur scheinbar recht, denn er zeichnete in seiner Skizze lediglich die drei Schrägschollen meiner Fig. 13. Selbstverständlich kann bei B, C und D nur Druck auftreten; aber bei A tritt unweigerlich Zerrung auf, es bildet sich eine Zerrungszone (bzw. Zerreißungszone). Betreffs der Regionen bei B, C und D stellt sich Fulda jedoch nicht, wie er glaubte, in Gegensatz zu Quiring, denn dieser spricht bei Entwicklung seiner Schrägschollentheorie (Quiring 1924) nur von einer einsinkenden Scholle und verlangt hier an einem Ende Pressung, am anderen Zerrung. Der Fall, daß mehrere Schrägschollen nach Art der Fig. 13 aneinander grenzen, ist von Quiring in der zitierten Arbeit nicht diskutiert worden.

Leider streifte Fulda in seinem Vortrag die Frage nach der Entstehung des Allertalgrabens nur ganz kurz in diesem Zusammenhang. Im Hinblick auf das Einfallen der Verwerfungen kann nach

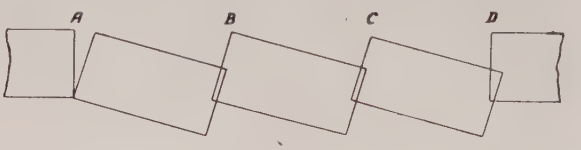


Fig. 13.

seiner Ansicht die Störungszone des Oberen Allertales nicht als Zerrungszone am Rande einer Schrägscholle entstanden sein, und wir müssen nach einer andern Entstehungsursache suchen.

Schrägstellung und Salztektonik stehen nach Fulda miteinander in Verbindung; der Neigungswinkel entspricht der Intensität der tektonischen Bewegungen. Als Beispiele nennt er das Werragebiet, wo wegen der geringen Neigung der Scholle nur relativ schwache tektonische Formen entstanden sind; im Südharzgebiet ist die Scholle stärker geneigt und dementsprechend auch das tektonische Bild bewegter; eine weitere Zunahme ist dann im Allertal zu verzeichnen, wo in den Salzlagern Schichtlücken auftreten. Diese nennt Fulda Fließdiskordanzen.

Das Deckgebirge ist nach Fulda nicht ohne Einfluß auf die Tektonik; es dient nach seiner Ansicht als Widerlager, und der Druck des Widerlagers ist um so größer, je mächtiger das Deckgebirge ist. Auf Grund der stärkeren Fließerscheinungen in den liegendsten Teilen der Salzlager, speziell im Mansfelder Becken, kommt Fulda zu der Ansicht, daß der Druck auf das Salz von unten kommen muß. Woher soll aber der Druck von unten als ein selbständiger Druck herkommen? Wie entsteht er? Vor allem aber kann das Deckgebirge unmöglich als Widerlager dienen. Das Deckgebirge einer Schrägscholle ist überall aus dem Verband mit den Nachbarschollen herausgelöst; es schwebt bzw. schwimmt mehr oder weniger frei auf den Salzen. Ein Widerlager aber muß fest verlagert sein, da es sonst gegenüber den auftretenden Druckkräften nachgibt und dann kein Widerlager mehr sein würde. Schon in der Diskussion des Vortrages wurden von Woldstedt und Born Zweifel geäußert, daß der Druck von unten komme. Ersterer sagte, daß — wenn nicht eine Hebung der Scholle erfolge — der Druck von unten nicht größer sein

könne, als der Hangenddruck. Druck und Gegendruck sind einander gleich. Dies ist leicht einzusehen, denn sobald der Druck von unten — woher dieser kommt, ist dabei ganz gleichgültig — größer wird als der Hangenddruck, muß eine Hebung der ganzen Scholle stattfinden, wobei das Salz nur in geringfügigem Maße aufgepreßt werden kann.

II. Problemstellung.

Obwohl in den bisherigen Ausführungen die von Harbort begründete Theorie, daß das plastische Salz durch den Druck des spezifisch schwereren Deckgebirges an den Stellen geringeren Widerstandes emporgepreßt wurde, in den Vordergrund gestellt worden ist, so dürfte doch klar geworden sein, daß man sich über die Entstehung der Tektonik unserer Salzlagerstätten noch nicht einig ist.

Es soll nun an dem Beispiel des subherzynen Beckens untersucht werden, ob der Deckgebirgsdruck tatsächlich die Ursache für die Entstehung der äußeren Formen unserer Salzlagerstätten gewesen sein kann. Zu diesem Zweck müssen einige Fragen geklärt werden, die eng damit zusammenhängen. Wie groß war die Kraft, mit der das Deckgebirge auf das Salz drückte? d. h. wann ist die Salzaufpressung erfolgt, und welche Schichten waren bis zu diesem Zeitpunkt abgelagert? Ist für die Aufpressung in sämtlichen Aufpressungslinien des subherzynen Beckens die gleiche Ursache anzunehmen? Erfolgte die Salzaufpressung in sämtlichen Aufpressungslinien gleichzeitig oder zu verschiedenen Zeitpunkten? War die Aufpressung episodisch oder kontinuierlich? Handelt es sich um eine einmalige oder um wiederholte Aufpressung?

III. Die Bewegungsvorgänge im subherzynen Becken.

Was für Bewegungsvorgänge sich in den einzelnen Phasen der Gebirgsbildung abgespielt haben, ist ausführlich im ersten Teil der Arbeit geschildert worden. Dort wurde auch gesagt, daß das subherzyne Becken in präneokomer Zeit in sanfte Falten gelegt worden ist. Ob diese Falten SO/NW oder varistische Streichrichtung hatten, darüber gehen die Meinungen zur Zeit noch stark auseinander. Schroeder erwähnt in den Erläuterungen zu den Blättern Goslar, Harzburg und Vienenburg bereits eine varistische Spezialfaltung in der subherzynen Kreidemulde. Neuerdings tritt Weigelt (1923 und 1924) sehr für eine varistische Streichrichtung der präneokomen Falten im subherzynen Becken ein. Auch Woldstedt (1928 und 1928a) ist inzwischen zu der Überzeugung gekommen, daß im subherzynen Becken zunächst tektonische Elemente mit nördlicher bzw. nordöstlicher Richtung auftraten. Dahlgrün (1926) dagegen verficht die bislang gültige Anschauung, daß bereits die präneokome Faltung von der südost-nordwestlichen Streichrichtung beherrscht gewesen sei. Die Frage, ob die präneokome Streichrichtung innerhalb des subherzynen Beckens SO/NW oder SW/NO gewesen ist, kann m. E. erst dann endgültig geklärt werden, wenn sehr exakte und richtig ausgewertete Beobachtungen in großer Zahl vorliegen, wie O. Seitz (1925) es verlangt.

IV. Das Alter der Salzaufpressungen im subherzynen Becken.

An jeder Aufpressungslinie und auch an den Enden der Scholle müssen wir nun Umschau halten, wann die Bewegung erfolgt ist. Einen Anhaltspunkt haben wir von vornherein. Aus der stets transgredierenden Lage der Unteren Kreide können wir schließen, daß bereits vor Ablagerung dieser Schichten die Scholle disloziert und das Salz emporgepreßt worden sein muß, daß also bei Beginn der Unterkreidezeit die tektonischen Bewegungen im wesentlichen beendet gewesen sein dürften. Wahrscheinlich dauerte der Salzaufstieg die ganze Kreidezeit hindurch an, und wie uns die tertiären Ablagerungen des subherzynen Beckens verraten, setzten sich die Bewegungen noch bis ins Oligozän hinein fort. Gripp (1920) hat außerdem den Nachweis erbracht, daß in den Salzaufpressungszonen von Lüneburg, Langenfelde und Segeberg der Salzaufstieg auch durch das Alt- und Jungtertiär fortdauerte, und nach Harbort (Erl. zu Bl. Süpplingen der geol. Spezialkarte von Preußen) sind am Dorm sogar im Diluvium noch die letzten Ausklänge der Salzaufpressung zu beobachten.

a) Der Nordostrand des Harzes.

Nach H. Schroeder (Erl. zu Bl. Vienenburg, S. 112) hat das von NW her vordringende Neokommeer an vielen Stellen — im Harzvorlande und am Harzrande — die Schichtenköpfe sehr verschiedener Stufen des Jura und der Trias abradiert und zu Konglomeraten verarbeitet. „Daß der Harz in einer der jetzigen Form annähernden Umgrenzung bereits damals ein besonders herausgehobenes Gebirgsstück gewesen wäre und daher bereits im Präkretazikum eine besondere geomorphologische Bedeutung zu beanspruchen hätte, dafür sprechen die Tatsachen nicht. Ist doch gerade am Harzrande der sonst noch innerhalb des nördlichen Harzvorlandes nur im Oberen Allertal vorhandene Obere Jura erhalten!“

Die letzte Angabe spricht dafür, daß der Jura und die älteren Schichten des Mesozoikums ursprünglich auch über dem varistisch gefalteten paläozoischen Harzkern abgelagert worden sind, eine Annahme, die dadurch zur Tatsache erhärtet wird, daß sich genau wie beim Flechtinger Höhenzug auf den Südwestrand des Harzes (zum größten Teil ist dies übrigens auch am Ost- und Westrande des Harzes der Fall) die Schichten des Mesozoikums flach auf die mit geringer Neigung einfallende Oberfläche des Gebirgskernes auflegen. Da aber andrerseits Oberer Jura nur am Nordostrand des Harzes (zwischen Goslar und Harzburg) und im Oberen Allertal vorkommen, also nur in den Randgebieten des subherzynen Beckens — im ganzen übrigen subherzynen Becken fehlen dagegen diese

Schichten —, und da am Westende des Langenberges bei Oker Neokom über Oberen Kimmeridge transgrediert, am Butterberg bei Harzburg über Mittleren Kimmeridge, so müssen wir annehmen, daß schon vor dem Eindringen des Neokommeeres von NW her ein Höhenunterschied zwischen der subherzynen Scholle und dem Harzgebiet geschaffen worden ist. Höchstwahrscheinlich begann im obersten Weißen Jura die Absenkung der subherzynen Scholle, während in der Harzregion ein relatives Hochgebiet herausgebildet wurde.

Die weiteren Ausführungen Schroeders besagen, daß die Hauptphase der Bewegungen in der Zeit zwischen Unterem und Oberem Emscher zu suchen ist, daß auch im Untersenon noch kräftige Bewegungen stattgefunden haben, und daß bereits vor Ablagerung des jüngsten Obersenons der Harzkern von seiner mesozoischen Decke befreit gewesen sein muß. Daß die Bewegungen zur Zeit des Emschers sehr intensiv gewesen sind, zeigt der schnelle Wechsel des Liegenden der Emscherkonglomerate.

Stille (1924) bezeichnet die beiden Phasen der jungkretazischen Gebirgsbildung als „Ilseder“ und „Wernigeröder“ Phase.

Die Herausbildung des Niveauunterschiedes zwischen der Harzregion und dem subherzynen Becken erfolgte also, nach der Größe der Schichtlücke unter dem Neokom zu urteilen (meist Malm und Dogger, lokal aber auch Malm bis Trias umfassend), im wesentlichen in präneokomer Zeit. Wie die Lagerung der jüngeren Schichten erkennen läßt, haben jedoch auch in der Oberen Kreidezeit und im Tertiär noch Bewegungen stattgefunden, die in der Zeit zwischen Unterem und Oberem Emscher ziemlich stark gewesen sein müssen, aber wohl doch nicht das gleiche Ausmaß erreicht haben wie in präneokomer Zeit.

Im Gegensatz zu Stille und Dahlgrün (1926) vertritt Weigelt (1923 und 1924) die Ansicht, daß das transgredierende Neokommeer im heutigen Harzgebiet und in seinem nördlichen Vorlande ein in nördlicher bis nordöstlicher Richtung gefaltetes, während der Weißjurazeit entstandenes Gebirge angetroffen habe, und daß der Harz in seiner jetzigen Form erst in frühsenoner Zeit entstanden sei.

b) Der Harli-Berg.

Die Festlegung der Aufrichtungszeit des Harli-Berges ist relativ einfach. Die geologische Spezialkartierung (Bl. Vienenburg d. geol. Karte von Preußen) sowie zahlreiche Bohrungen im Harli und seiner nächsten Umgebung zeigen, daß Neokom über steilgestellte triassische Schichten transgrediert. Das Neokom liegt auf beiden Flügeln diskordant fast überall auf oberstem Muschelkalk; nur an einer eng begrenzten Stelle des Nordflügels ist Keuper an der Oberfläche nachgewiesen. Es sind also die Schichten steil aufgerichtet und Keuper sowie der gesamte Jura vor Ablagerung des Neokoms abgetragen worden. Teilweise hat aber die Denudation noch ältere Schichten als die Nodosenschichten ergriffen, denn etwa im östlichen Drittel des Harli-Berges stoßen auf dem Nordflügel Trochitenkalk, Mittlerer Muschelkalk, Wellenkalk und Röt gegen die Untere Kreide ab.

Die Transgression des Cenomanmeeres ist im Gebiet des Harli nicht zu beobachten, ebensowenig am Harzrand zwischen Goslar und Harzburg, während sie in verhältnismäßig geringer Entfernung, nämlich in der Nähe von Halberstadt und Blankenburg a. H., einwandfrei festgestellt werden konnte.

Um so deutlicher ist dagegen die Regression des Oberen Emschers ausgeprägt. Ob die stellenweise vorhandene Schichtlücke an der Basis des Emschers auf die Regression zurückgeführt werden darf, erscheint zweifelhaft. Sicher ist aber, daß vor Ablagerung des Oberen Emschers Bodenbewegungen stattgefunden haben, denn Emscher liegt diskordant über den älteren Kreideschichten; diese sind bereits vorher disloziert worden und andrerseits sind sie an mehr oder weniger spießeckig verlaufenden Störungen gegeneinander verworfen, deren Fortsetzung bis in den Emscher hinein bisher nicht nachgewiesen werden konnte. Die Geröllführung der Ilsenburgmergel[1]) südöstlich des Harli und am Harzrand hängt mit der bereits begonnenen Abtragung des Harzes und der benachbarten Höhenzüge innerhalb des Beckens zusammen.

c) Der Große Fallstein.

Der Große Fallstein, dessen Geologie von E. Thomas (1923/24) eingehend bearbeitet worden ist, stellt eine kuppelförmige Aufwölbung triassischer Gesteine dar, die randlich von den Schichten der Unteren und Oberen Kreide (Cenoman- und Turonschichten) umgeben wird. Als älteste Schicht geht Muschelkalk zutage aus. Auf dem Südflügel transgredieren die Neokomschichten durchweg über Mittleren Keuper, während wir auf dem Nordflügel fast überall Lias in diskordanter Lagerung unter dem Neokom antreffen. Es müssen also bereits vor Ablagerung der Unteren Kreide Bewegungen stattgefunden haben; später waren dann die beiden Phasen der Oberen Kreide wirksam, denn Cenoman und Turon sind auf der Südseite des Fallsteins ziemlich steil aufgerichtet. Daß irgendeine andere, noch jüngere Bewegungsphase die Kreideschichten aufgerichtet habe, ist kaum anzunehmen.

d) Die Asse.

Nach Hoehne (1911) ergibt sich für das Alter der Asse folgendes:

„1. Vorfaltung: Präneokom.

Transgression des Hilskonglomerates (Neokom).

1) Vgl. H. Schroeder, Erl. zu Bl. Vienenburg, S. 55 ff., und Schroeder und Böhm (1909)!

2. Hauptfaltung: Präsenon einerseits, Postturon andererseits, d. h. Zeit des Emschers, Transgression des Quadratensenons.
3. Nachfaltung: Präoligozän.
Übergreifende Lagerung des Unteroligozäns.
4. Endgültiges Ausklingen: Postunteroligozän. Partielles Aufreißen älterer Spalten und Nachsacken."

Diese Bewegungsphasen stimmen also zeitlich mit denen überein, die wir weiter südlich kennengelernt haben.

Da es Woldstedt (1928 und 1928 a) gelungen ist, am Fuß der Asse nordöstlich streichende Verwerfungen präneokomen Alters nachzuweisen, ist es fraglich, ob die Asse bereits zu dieser Zeit herzynisch gefaltet worden ist. Woldstedt selbst sagt (1928, S. 782): „So ist für die Asse das vorneokome Aussehen mit Sicherheit nicht festzustellen, wenn auch die Wahrscheinlichkeit dafür spricht, daß wir hier, geologisch gesprochen, nur ein geringes Relief hatten."

Trotz der verschiedenen Ansichten über den Charakter und die Auswirkung der präneokomen Bewegungen bleibt die Tatsache bestehen, daß im Gebiet der Asse schon in präneokomer Zeit Bewegungen stattgefunden haben.

e) Der Elm.

Der flach kuppelförmig gebaute Elm zeigt umlaufenden Schichtenbau. Im Sattelkern tritt als älteste Schicht Röt zutage. In flächenhaftem Ausstrich treffen wir weithin im zentralen Teil des Elms Unteren und Mittleren Muschelkalk an, während die Randzone rings von Oberem Muschelkalk und Keuper gebildet wird. Irgendwelche Gebirgsstörungen größeren Ausmaßes gibt es im Elm offenbar nicht.

Das Alter der Aufwölbung im Elm selbst zu bestimmen, ist unmöglich. Wir müssen uns hier auf Beobachtungen in Nachbargebieten stützen. Harbort äußert sich hierzu in den Erläuterungen zu Blatt Königslutter auf Seite 88 folgendermaßen: „Die Aufwölbung der Schichten des Elm ist anscheinend ganz allmählich erfolgt. Sie hat bereits am Schluß der Juraformation begonnen und während verschiedener Phasen der Unteren Kreide- und Oberen Kreidezeit bis in das jüngste Tertiär hinein fortgedauert." Über die Art der Bewegungsvorgänge sagt er auf Seite 90 der Erläuterungen zu Blatt Süpplingen: „Die Lagerungsverhältnisse auf dem Blatt Königslutter (Süpplingen) sind teils die Folge tektonischer Vorgänge, teils müssen sie erklärt werden durch säkulare Hebungen und Senkungen des Gebietes zu verschiedenen Phasen, die sich durch Transgression während der Unteren Kreidezeit, der Oberen Kreidezeit und des Unteroligozäns bemerkbar machen."

Im Elm finden wir also die gleichen Bewegungsphasen wieder wie in den weiter südlich gelegenen Höhenzügen. Hier ist zum erstenmal die Möglichkeit gegeben, die postkretazischen Bewegungen sicher zu bestimmen. Für diese ergibt sich ein obereozänes Alter, denn am Nordfuße des Elms wird Senon diskordant überlagert von tertiären Braunkohlensanden, die wahrscheinlich dem Eozän zugerechnet werden müssen.

f) Der Dorm.

Der von mehreren streichenden und zahlreichen querschlägigen Störungen durchzogene Triassattel des Dorms wird ringsum von Verwerfungen gegen das Tertiär abgegrenzt. Seine Fortsetzung findet er in dem sich nach NW anschließenden, z. T. stark zerstückelten Rieseberg, dessen Streichrichtung um 90° von der des Dorms, Elms und der anderen Höhenzüge abweicht. Trotzdem sind Dorm und Rieseberg nach Harbort (Erl. zu Blatt Süpplingen) als ein und dieselbe Hebungszone aufzufassen.

Im Dorm lassen sich jung- bzw. posttertiäre Bewegungen sicher nachweisen. Die Schichten des Oligozäns sind vielorts steil aufgerichtet und werden diskordant von Diluvium überlagert, in dem auch noch Verwerfungen vorhanden sind. Aber bereits vor Ablagerung des Tertiärs muß eine beträchtliche Aufwölbung des Dorms erfolgt sein. Hierfür spricht der Umstand, daß heute die ältesten Schichten der Trias zutage ausgehen, und daß andererseits dicht bei Beienrode Tertiär unmittelbar über der stark gepreßten und in sich gefalteten Zechsteinsalzlagerstätte liegt. Auch in den Bohrungen Rieseberg bei Rieseberg und Ochsendorf traf man Tertiär in diskordanter Lagerung an, teils über Buntsandstein, teils direkt auf dem älteren Steinsalz liegend.

Versucht man die Zeit der prätertiären Bewegungen genau zu bestimmen, so stößt man auf große Schwierigkeiten, weil am Dorm und in seiner nächsten Umgebung weder jurassische noch kretazische Schichten erhalten geblieben sind, abgesehen von der über Keuper transgredierenden Senonscholle bei Lauingen-Königslutter. Jedenfalls haben auch hier die Hauptbewegungen vor Ablagerung des Senons stattgefunden. Schichten der Kreide finden sich sonst nur in größerer Entfernung vom Dorm und Rieseberg, nämlich im Oberen Allertal — es handelt sich um eine kleine Senonscholle zwischen Morsleben und Alleringersleben dicht am rechten Ufer der Aller — und auf dem Schäferberg im NW von Schandelah. Am letzten Orte liegt Untere Kreide diskordant auf verschiedenen Stufen des Lias und Doggers. Die Aufrichtung ist hier präneokom erfolgt, also zu einer Zeit, in der auch im übrigen subherzynen Becken eine Aufwölbung des Mesozoikums stattgehabt hat. Da aber die Juraschichten von Schandelah parallel zu der abweichenden Streichrichtung des Riesebergs streichen — dieser bildet aber mit dem Dorm zusammen eine tektonische Einheit —, so dürfen wir annehmen, daß Schäferberg, Rieseberg und Dorm gleichzeitig, d. h. präneokom, entstanden sind. Dafür spricht auch, daß die Ablagerungen der Unteren Kreide

geringmächtig sind und typische Strandbildungen darstellen. Am Schäferberg lag die Küste des von W oder NW her vordringenden Neokommeeres. Weiter östlich war Festland, zu dem auch noch der Elm gehörte. Ob Cenoman-, Turon- und Emscherschichten im Gebiet des genannten Festlandes abgelagert und später wieder abgetragen worden sind, ist unbekannt. Jedenfalls aber hat das Senonmeer wieder das ganze Gebiet überflutet, wie aus den noch erhaltenen Senonschollen von Lauingen-Königslutter und im Allertal zu erkennen ist.

Dorm und Rieseberg sind also präneokom aufgewölbt worden. Ob überhaupt und wie die Oberkreidephase wirksam war, wissen wir nicht. Wir können jedoch annehmen, daß sie hier genau so wie weiter südlich die Hauptbewegungsphase darstellt und den bereits präneokom angelegten Höhenzug bis zu seiner jetzigen Höhe herausgehoben hat. Bestimmt haben zur Eozänzeit Bewegungen stattgefunden, die dann in jungtertiärer Zeit und im Diluvium ausklingen (vgl. E. Harbort 1909).

g) Die Allertal-Störungszone.

Im Oberen Allertal handelt es sich nicht um eine Sattelbildung, sondern um eine Zerreißungszone. Die mesozoischen Schichten sind hier auseinandergezerrt worden; es entstand eine breite Kluft, in die von unten her die Zechsteinsalze emporgepreßt wurden, und in die von oben her die mesozoischen Schichten hineinstürzten. So entstand das Mosaik von Gesteinsschollen sehr verschiedenen Alters, welches wir heute im Allertal finden.

Art und Alter der Bewegungsvorgänge in der Allertal-Störungszone und den Nachbargebieten, der Weferlinger Triasplatte und dem Lappwald, haben Th. Schmierer (siehe Erl. zu den Blättern Helmstedt und Weferlingen der geol. Karte von Preußen), später G. Brinckmeier (1922) und P. Woldstedt (1924a und 1925) eingehend untersucht und erörtert. Schmierer kommt zu dem Schluß, daß nach Beendigung der Weißjurazeit, aber vor Ablagerung der Quadratenschichten des Obersenons die Heraushebung des Flechtinger Höhenzuges erfolgt sei. Gleichzeitig seien die Schichten der Triasplatte schräggestellt worden, sei die Alltertalspalte aufgerissen und das südwestlich davon gelegene Gebiet, der Lappwald, abgesunken. Wörtlich sagt Schmierer auf S. 87 der Erläuterungen zu Blatt Helmstedt: „. . ., so können wir unterscheiden: 1. Gleichzeitig mit der Heraushebung des Flechtinger Höhenzuges die Südwestneigung der Schichten der Weferlinger Triasplatte, das Aufreißen der Allertalspalte, Absinken des südwestlich gelegenen Gebietes, auch des Lappwaldes. Älter als die obere Quadratenkreide. 2. Aufpressung des Salzpfeilers — und in dessen Kern auch älterer Schichten — an der Allertalspalte, ungefähr vom Kaliwerk Walbeck ab unabhängig von dieser. Obersenon bis Eozän.

Zu derselben Zeit Abtragung der auf dem Lappwald und der Triasplatte bis mindestens zum Flechtinger Höhenzug über einem Sockel geneigter Triasschichten ursprünglich vorhanden gewesenen Quadratenkreide, Einsetzen der Ablaugung und Beginn der Herausbildung eines Salzspiegels und der Hutbildungen über dem Aufpressungshorst, Entstehung des Allertal„grabens" im engeren falsch gebrauchten Sinne."

Weiter sagt Schmierer, daß jüngere — vermutlich miozäne — tektonische Schichtenstörungen auf der Triasplatte nachgewiesen seien, daß sie aber auf dem Lappwald scheinbar fehlen. „Im Gebiet der Störungszone sind jüngere tektonische Schichtenverschiebungen (Überschiebungen?) wohl wahrscheinlich, jedoch nicht mit Sicherheit von den Ablaugungserscheinungen zu unterscheiden."

Die Aufpressung des Flechtinger Höhenzuges und das Aufreißen der Allertalspalte haben also nach Schmierer vor Ablagerung des Obersenons stattgehabt, und die Aufpressung erfolgte in der Zeit vom Obersenon bis zum Eozän.

Nach Woldstedt (1925, S. 104) war das fragliche Gebiet jedoch vom ausgehenden Weißen Jura bis zum Senon anscheinend Land (mit Ausnahme vielleicht der cenomanen Transgression, von der hier jedoch nichts erhalten geblieben ist). „Die letzten Schichten, die dort zur Ablagerung gelangten, waren die des Weißen Juras. Diese mußten also der Abtragung zu allererst zum Opfer fallen. Der Umstand, daß sie im Oberen Allertal, und zwar nur hier, erhalten geblieben sind, beweist, daß schon damals die Schichten hier grabenartig versenkt worden sein müssen. Sonst wären sie zweifellos auch hier der Abtragung zum Opfer gefallen, durch die sie auf den angrenzenden Hochflächen restlos entfernt worden sind."

Die Allertalstörungszone ist also nach Woldstedt bereits präneokom entstanden, und zu derselben Zeit hat auch die Emporpressung der Zechsteinsalze begonnen, nicht erst, wie Schmierer meint, im Obersenon; allerdings kann dieses Aufsteigen die ganze Zeit hindurch bis ins Eozän hinein fortgedauert haben. Jedenfalls sind das Aufreißen der Spalte und der Beginn der Salzaufpressung nicht voneinander zu trennen; denn das Salz steht unter dem sehr hohen Druck des Deckgebirges. Dieser ist — wie unter A IV b dargelegt worden ist — ungefähr fünfmal so groß wie der Fließdruck des Steinsalzes, und sobald dem Salz irgendwo durch Entstehung einer Schwächezone im Deckgebirge die Möglichkeit gegeben wird, auszuweichen, so tut es das. Die Allertalspalte ist aber eine solche Schwächezone; so mußte zugleich mit ihrem Aufreißen der Salzaufstieg beginnen.

Brinckmeier (1922) vertritt ebenfalls die Ansicht, daß das Aufreißen der Allertalspalte und die Emporpressung der Zechsteinsalze zeitlich nicht voneinander zu trennen sind, und daß sich die Bewegungsvorgänge in den genannten geologischen Zeiträumen abgespielt haben müssen. In Anlehnung an Stille deutet Brinckmeier die Salzaufpressungen sowie das Allertalphänomen überhaupt durch tangentialen Druck, der über einer Abbiegung

des paläozoischen Grundgebirges im Oberen Allertal zur „ejektiven Faltungsform“ führte. Für die ejektive Einpressung des Salzes in die höher gelegenen Schichten ist nach seiner Ansicht außer der scharfen Abbiegung des Untergrundes eine Pressung, d. h. Aufwölbung des Untergrundes, und eine relative Dehnung der Deckschichten des Salzgebirges erforderlich. Woldstedt (1924 a) hält den Nachweis für das Vorhandensein einer Aufwölbung des subsalinaren Untergrundes nicht für erbracht; er führt weiterhin aus, daß „das Auftreten einer Zone ejektiver Faltung in besagtem Gebiet“ im Gegensatz zu dem sonstigen Auftreten der ejektiven Faltungsform steht. Denn nach der Stilleschen Theorie müßte hier die „dejektive“ und nicht die „ejektive“ Faltungsform herrschen.

Es besteht im allgemeinen Einigkeit darüber, daß im Oberen Allertal eine Dehnung bzw. Zerrung der Schichten des postsalinaren Deckgebirges stattgefunden hat. So ist also das Obere Allertal tektonisch als klaffende, nach SW einfallende Spalte aufzufassen, die sich über einer Abbiegung des Untergrundes bildete. Sie wurde der Anlaß zum Einströmen der Salzmassen von unten her und bekam andererseits oben durch das Nachstürzen von langgestreckten Schollen an Böschungssprüngen das Aussehen eines Grabenbruchs.

Zusammenfassend können wir nun feststellen, daß das tektonische Bild, welches heute im subherzynen Becken vorliegt, im großen und ganzen in präneokomer Zeit und zur Zeit des Emschers entstanden ist. Natürlich haben auch in den dazwischenliegenden Zeiten Bewegungen geringeren Ausmaßes stattgefunden. Die präoligozäne und die miozäne oder postmiozäne Bewegungsphase haben keine durchgreifende Umgestaltung hervorgerufen und bedeuten nur ein Ausklingen der starken Oberkreidephase.

V. Der Druck des Deckgebirges als Ursache der Salzaufpressung.

a) Eine genaue Beschreibung der Gellerschen Versuchsanordnung und Apparatur findet sich in Band 60 der Ztschr. f. Kristallographie (1923). Hier sei nur das zum Verständnis des Vorganges unbedingt Notwendige mitgeteilt.

Auf die Grundplatte der Presse stellte Geller einen sehr widerstandsfähigen Stahlzylinder, in den ein Druckstempel genau eingepaßt war. Die zu untersuchenden Kristalle wurden zunächst fein gepulvert, dann in dem Stahlzylinder festgepackt und festgestampft und konnten so mittels der Presse einem Druck bis zu 42 000 kg/qcm ausgesetzt werden. Ein elektrischer Ofen und eine Kühlvorrichtung ermöglichten Druckmessungen innerhalb des Temperaturbereichs von -75^{0} C bis $+300^{0}$ C. Bei dieser Versuchsanordnung gelang es, Steinsalz, Sylvin, Bischofit und Carnallit zum Ausfließen zu bringen, nicht aber Gips, Kainit, Anhydrit und Kieserit.

Sobald der Druck genügend hoch war, d. h. sobald der Minimalfließdruck erreicht worden war, suchten die plastisch gewordenen Salzkristalle nach einem Ausweg. Diesen verschafften sie sich, indem sie in die Fugen zwischen der Grundplatte der Presse und dem Stahlzylinder eindrangen und den Zylinder etwas nach oben drängten. So konnten sie ausfließen (vgl. Fig. 14).

Wie aus Fig. 2 zu ersehen ist, wird der Fließdruck des Steinsalzes mit zunehmender Temperatur immer geringer. Genau so verhalten sich Sylvin, Carnallit und Bischofit. Ihre Fließdruckkurven sind stärker gekrümmt als die des Steinsalzes.

Aus den Versuchsergebnissen haben Geller und Mügge geologische Schlußfolgerungen gezogen, deren wichtigste die ist, daß die deutschen Zechsteinsalze nicht in so großer Tiefe liegen und vermutlich auch nie so tief versenkt worden waren, daß sie allein durch den Hangenddruck der überlagernden Gebirgsmassen in plastischen Zustand hätten versetzt werden können. Gegen diese Schlußfolgerungen sowie gegen die Versuchsanordnung sind von Rinne (1925) schwere Bedenken geltend gemacht worden. Er hat seine Einwände ausführlich in den Berichten der Sächsischen Akademie der Wissenschaften dargelegt.

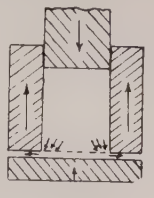


Fig. 14.

Zunächst behandelt Rinne den Einfluß der Apparatur auf die Versuchsergebnisse. Hier sind zwei Punkte herauszugreifen. 1. Bei der Pressung eines Probekörpers zwischen zwei Backen oder Druckplatten bilden sich infolge größerer Reibungswiderstände und der Unmöglichkeit seitlichen Ausweichens im Probekörper in der Nähe der Backen abnorm feste Zonen aus, bei Gellers Versuchen also oben und unten. Zumal bei niedrigen Proben beeinflussen diese abnorm festen Zonen die Festigkeitszahl (in unserem Fall: Fließdruckzahl) sehr beträchtlich im Sinne einer Erhöhung der Festigkeitszahl. Um günstige Werte zu erhalten, muß man möglichst hohe Probekörper wählen. 2. Bei der Gellerschen Versuchsanordnung liegt die Ausflußöffnung sehr ungünstig. „Der Ausfluß erfolgte in der Peripherie einer der beträchtlich ausgedehnten übernormal in sich zusammenhängenden Partien des Probekörpers, nämlich der im Volumverhältnis zum ganzen sehr bedeutenden Reibungszone der Berührungsfläche zwischen Fußplatte und Unterfläche des Zylindermantels (s. Fig. 14). Hier wird dem Gleiten und der Ortsveränderung der Salzteilchen ein äußerst starkes Hindernis bereitet; und bei solcher Konstruktion der Apparatur erhält man mithin eine entsprechend abnorm hohe Fließdruckzahl.“

Bezüglich des Faktors Zeit bei Versuchen und geologischen Vorgängen gehen die Meinungen weit auseinander. Im Gegensatz zu Geller, Mügge und Fulda messen Rinne, Born, Woldstedt u. a. dem Faktor Zeit sehr große Bedeutung bei. Will man bei Versuchen diesen Faktor seiner Bedeutung entsprechend in Rechnung setzen, so genügt es nicht, die Versuche über 10 bis 20 Stunden auszudehnen, wie Geller es getan hat, sondern es kommen

mindestens mehrere Tage oder Wochen in Frage. Selbst ein solcher Zeitraum genügt nicht, wenn man bedenkt, daß geologisch kurze Zeitspannen vielleicht schon Jahrtausende umfassen. In der Geophysik betrachtet man die Zeit schon lange als wichtigen Faktor (vgl. A. Born, 1923); das ist freilich rein theoretisch. Will man den Einfluß der Zeit rechnerisch oder experimentell ermitteln, so muß man sein Augenmerk auf eine andere Tatsache lenken. Die Bodensenkungen infolge Bergbaues bieten Gelegenheit, den Einfluß der Zeit zu beobachten. Die Bewegungen im Deckgebirge setzen nicht sofort bei der Auffahrung der Grubenbaue bzw. dem Verhieb der Lagerstätte ein, sondern erst eine ganze Weile später. Noch länger dauert es, bis sich die Bewegungen an der Erdoberfläche auswirken (vgl. K. Lehmann, 1919/20). Es kommt ein Zeitraum von mehreren Jahren in Betracht.

Ein anderes Beispiel findet sich beim Tunnelbau. A. Heim (1905 und 1908), C. Schmidt (1908) u. a. berichten, daß beim Bau des Simplontunnels noch tage- und wochenlang nach dem Vortrieb des Stollens ziemlich große Gesteinsplatten aus den Stößen oder Ulmen herausgepreßt wurden. Dann senkte sich die Firste, brach stellenweise ein, und die Sohle wurde aufgetrieben. Diese Bewegungen erfolgten nicht gleich beim Vortrieb des Stollens, weil eine gewisse Zeit notwendig war, um die im Gebirge entstandenen Spannungen auszulösen und in Bewegung umzusetzen.

Durch Berechnung bzw. Messung der wirksamen Druckkräfte, durch Messung der Bewegungsgröße sowie durch Zeitbeobachtungen und richtige rechnerische Kombination dieser Faktoren müßte sich der Einfluß der Zeit feststellen lassen. Noch günstiger als beim Tunnelbau liegen die Dinge beim Bergbau. Hier liegt infolge der regelmäßigen markscheiderischen Vermessung der Grubenbaue, des Abbaues und des Versatzes — die Daten sind auch auf den Grubenbildern eingetragen — eine Menge Material vor. Im Ruhrgebiet ist dieses wegen der „Bergschäden" von manchen Markscheidern durch regelmäßige Beobachtungen sogenannter „Festlinien"[1]) ergänzt worden. Die Anlage und Beobachtung solcher Festlinien sollte überall erfolgen, wo Grubenbaue vorhanden sind. Ein doppelter Zweck kann erreicht werden. Den Geologen gelingt es wahrscheinlich, den Einfluß der Zeit auf diese Bewegungen richtig zu erkennen und auf geologische Vorgänge zu übertragen, andererseits wird die in den letzten Jahren zur besonderen Wissenschaft gewordene Kenntnis der Ursache und des Verlaufs der Bergschäden auf diese Weise gefördert werden, und vielleicht ist es möglich, durch Änderung der Bergbautechnik auf Grund dieser Erfahrungen dereinst Bergschäden ganz zu verhüten oder auf ein ganz geringes Maß zu beschränken. —

Was nun den Fließdruck des Salzes anbelangt, so entsprechen die Gellerschen Versuche über Plastizität natürlicher Salze nicht den Vorgängen in der Natur, und die aus den Versuchsergebnissen gezogenen Schlußfolgerungen sind hinfällig.

Bei den Joffé schen Versuchen wurden die Einzelkristalle mit parallelen Flächen zwischen zwei Stahlbacken befestigt und mittels einer komplizierten Aufhängevorrichtung elektromagnetisch belastet. Zur Temperaturerhöhung diente ein Ofen aus Quarzrohr mit Platinwicklung und Schamotteisolation ohne jede Öffnung. Durch diesen Ofen wurden die Röntgenstrahlen genügend durchgelassen. Die Temperaturmessung erfolgte, wie bei Geller, durch ein Thermoelement. Über die Arbeitsmethode und Versuchsergebnisse sagt Joffé in der Zusammenstellung auf Seite 301 folgendes:

„1. Die Methode der Röntgenanalyse wurde zur Messung der Elastizität und zur Aufklärung der Plastizität und Festigkeit angewendet. Es zeigte sich, daß die plastische Deformation in einer Zerteilung des Kristalls in einzelne Teile besteht, die in der Rhombendodekaederfläche gleiten und sich dabei um verschiedene Winkel drehen.

2. Die Elastizitätsgrenze wurde als die Spannung bei beginnender Änderung des Röntgenbildes definiert, und es wurde festgestellt, daß sie eine eindeutig definierte Materialkonstante ist. Bei steigender Temperatur sinkt die Elastizitätsgrenze und nimmt bei Annäherung an den Schmelzpunkt bis zu Null ab. Es scheint, daß dieser Zusammenhang eine allgemeine Gesetzmäßigkeit ausdrückt.

3. . . . . .

4. Die plastische Deformation vergrößert die Festigkeit von Steinsalz gegen Zug auf das Zwölffache."

Betreffs älterer Versuche sei noch auf eine Arbeit von Rinne aus dem Jahre 1904 hingewiesen, wo er berichtet, daß er, um Steinsalz in plastischen Zustand versetzen zu können, einen Druck von 30 000 kg anwenden mußte. Dieser verteilt sich auf 15 qcm, so daß ein Einheitsdruck von 2000 kg/qcm ausgeübt wurde. Der Fließdruck ist jedoch noch geringer, denn die Belastung von 2000 kg/qcm diente nicht nur zur Deformation des Salzes, sondern bewirkte auch eine Höhenverminderung des Gefäßes (Kupferhülse) um 57 % und eine Umfangsdehnung von 65 %.

Dieser Wert von 2000 kg/qcm ist leider unbrauchbar, weil jegliche Temperaturangabe fehlt.

b) Für die Berechnung des Deckgebirgsdruckes im subherzynen Becken hat Verfasser von zahlreichen Gesteinsproben das spezifische Gewicht bestimmt. Die Ergebnisse dieser Bestimmungen sind hier zusammengestellt:

Gesteinsart	γ in t/cbm
Anhydrit	2,9
Dolomit	2,9
Gips	1,25
Kalksandstein	1,89—1,92
Kalkstein	2,46—2,84
Mergel	2,30—2,50
Sandstein	2,20—2,50
Steinsalz	2,10—2,20
Schiefertonletten	2,498—2,502
Ton	1,80—2,60

1) Vgl. hierzu: K. Lehmann (1919/20).

Die genaue Berechnung des Deckgebirgsdruckes ergibt sich aus folgenden Formeln:

$$P = G = V \times \gamma \text{ und } V = h \times F = h \times 1 \text{ qm.}$$

Da $F = 1$ qm gesetzt worden ist, braucht man die Mächtigkeiten nur als Kubikmeter zu schreiben und erhält so das Volumen. Man braucht also h (in Meter) nur mit den obigen Zahlwerten für das spezifische Gewicht zu multiplizieren und erhält G bzw. P in Tonnen.

Formation	Gesteinsart	V in cbm	γ in t/cbm	$G=P$ in t
s_u	Ton	118	2,2	260
	Schieferletten	118	2,5	295
	Rogensteinzone	40	2,6	104
s_m	Letten	135	2,5	338
	Sandstein u. Kalksandstein	25	2,1	52,5
	Kalkstein	40	2,65	106
s_o	Schiefertonletten und wenig Sandstein	155	2,5	387,5
	Kalke u. Kalksandstein	5	2,3	11,5
	Steinsalz	80	2,15	172
	Gips	10	1,25	12,5
m_u	Kalkstein	120	2,65	318
m_m	Mergel und Dolomit	70	2,65	185,5
	Salz	50	2,15	107,5
$m_{o\,1}$	Kalkstein	8	2,65	21,2
$m_{o\,2}$	Kalkstein	30	2,65	79,5
	Ton	25	2,2	55
k_u	Ton	15	2,2	33
	Letten	23	2,5	57,5
	Sandstein	6	2,35	14,1
	Mergeliger Kalk	2	2,55	5,1
k_m	Mergel	220	2,4	528
	Sandstein	25	2,35	58,8
	Anhydrit und Gips	5	2,1	10,5
k_o	Sandstein	45	2,35	105,75
	Ton	10	2,2	22
$jlu_{\alpha 1+2}$	Kalkstein u. Sandstein	4	2,4	9,6
	Ton	60	2,27	136,2
$jlu_{\alpha 3}$	Eisenhaltiger Kalkstein und Kalksandstein	10	2,6	26
jlu_{β}	Ton	50	2,3	115
$jlm_{\gamma+\delta}$	Mergel	10	2,4	24
	Kalk	6	2,65	15,9
	Ton	90	2,3	207
jlo_{ε}	Schiefermergel	16	2,4 (?)	38,4
	Mergelige Kalkbänke u. Geoden	4	2,6	10,4
jlo_{ζ}	Mergeliger Ton	12	2,3	27,6
	Mergel	3	2,4	7,2
$jb^{1)}$	Ton	150	2,2	330
	Kalke und Mergel	40	2,55	102
	Sandstein	10	2,35	23,5
$jw^{1)}$	Kalkstein	70	2,65	185,5
	Mergel	35	2,4	84
	Summe bzw. Mittel:	1950	2,4	4862,65

1) Unter jb und jw sind nur die heute noch nicht abgetragenen Gesteinspartien berücksichtigt worden.

VI. Theoretische Betrachtungen über die Salzaufpressung infolge Deckgebirgsdruckes.

Den im ersten Teil der Arbeit gemachten Ausführungen ist nichts mehr hinzuzufügen.

VII. Die Entstehung der Salzaufpressungslinien im subherzynen Becken.

a) Bisherige Anschauungen, Erklärung der Schwächezonen- und Faltenbildung durch vornehmlich horizontale Kräfte.

Als Entstehungsursache nimmt Schuh (1922) im Oberen Jura eine Zerrphase an. Durch diese Zerrungen entstanden im Deckgebirge des Salzes große Spalten, an denen das Salz durch den Druck des Deckgebirges aufgepreßt wurde. Die scharfe Ausprägung der verschiedenen Formen führt Schuh (1922 b, S. 124) auf einen besonders kräftigen tangentialen Zusammenschub in der Oberen Kreidezeit zurück. „Durch ihn wurde nicht nur der Salzaufstieg in Spalten stark belebt, sondern auch die vorher angelegten muldenförmigen Senken und sattelförmigen Restfarmen (Mittelsättel) erhielten eine stärkere Ausprägung, insofern nun tatsächlich Salz unter den Senken weg und nach den Mittelsätteln strömte. Hierdurch wurden in der Salzfolge dieser Gebilde Komplikationen geschaffen, die dem Mittelsattel an sich fremd sind."

Wie bereits bei den theoretischen Auseinandersetzungen angedeutet wurde, brauchen wir in jurassischer Zeit nicht unbedingt eine Zerrphase anzunehmen. Die Schwächezonen im Deckgebirge können auch auf andere Weise entstanden sein, wofür nicht zuletzt das wechselnde Einfallen der sogenannten Sattelspalten spricht (siehe unten).

Woldstedt sagt (1924, S. 200) zu diesem Punkt: „Ein prinzipieller tektonischer Unterschied zwischen einer Zerrphase im Oberen Jura und einer Schubphase im Senon, wie Schuh annimmt, scheint in unserem Gebiet nicht vorhanden gewesen zu sein, sondern beide Phasen dürften im wesentlichen gleichartig verlaufen sein, jedenfalls insofern, als beide Male Zerrung und Zusammenschub gleichzeitig nebeneinander vorkamen."

Den Zusammenschub erklärte Woldstedt damals durch das Einkippen der subherzynen Scholle nach SW hin (Salz mitsamt Grund- und Deckgebirge wurden schräggestellt), wobei im Inneren des Troges infolge der Schiefstellung des Untergrundes ein gewisser seitlicher Druck im Deckgebirge entstand, „da dieses unter dem Einfluß der Schwere nach der tiefsten Stelle des Troges drängte. Im unmittelbaren Harzvorland wirkte der direkte Druck der Harzscholle. In diesem Sinne bestand also im subherzynen Becken ein tangentialer Druck." Für die weitere Modifikation der Formen wurde „die vertikal wirkende Kraft des Salzauftriebs" verantwortlich gemacht.

Obwohl Woldstedt inzwischen den Gedanken vom Zusammenschub der Schichten nach dem Beckentiefsten aufgegeben hat, sollen hier einige Bemerkungen angeknüpft werden, die nicht nur lokale Bedeutung, sondern allgemeines Interesse haben dürften, da die von verschiedenen Autoren aufgestellten Gleittheorien auf dem Zusammenschieben von Gebirgsschichten lediglich infolge

Schwerkraft basieren, und weil Haarmann (1926) das Gleiten von Sedimenten als wichtigen Faktor für seine Sekundärtektogenese betrachtet.

Nach Woldstedt (1924, S. 193/94) sind die Schichten des subherzynen Beckens um mindestens 3000 m am Harzrand abgesunken. Zwischen Eckerkrug und Behnsdorf ist das Becken rund 60 km breit. Hieraus errechnet sich eine durchschnittliche Neigung des vorsalinaren Untergrundes bzw. der Oberfläche des Salzes vor der Salzaufpressung von

$$\operatorname{tg} \alpha = 3000 : 60\,000 = 1 : 20.$$

Der mittlere Neigungswinkel beträgt etwa 2,9°. Bei dieser Neigung sollte das Deckgebirge über dem Salz abwärts rutschen. Als bewegende Kraft P steht nur die in der Neigungsrichtung wirkende Komponente K der Schwerkraft G zur Verfügung. Ihr entgegen wirkt die Reibungskraft R (s. Fig. 15). G ist das Gewicht des Deckgebirges. Wir müßten also zur Berechnung eigentlich einen Streifen von bestimmter Breite und Länge aus dem Deckgebirge herausschneiden und sein Gewicht nach der Formel

$$\text{Gewicht} = \text{Volumen} \times \text{spezifisches Gewicht}$$

berechnen. Dies ist aber unnötig, denn der Faktor G ist, wie sich zeigen wird, bedeutungslos. Soll Abwärtsbewegung stattfinden, so muß $P > K - R$ sein. Es ist

$$P = K - R = G \times \sin \alpha - \mu \times N$$
$$= G \times \sin \alpha - \mu \times G \times \cos \alpha$$
(μ = Reibungskoeffizient).

Da in unserem Falle $P = K$ ist, so muß $R < K > o$ sein, damit Abwärtsgleiten stattfindet[1]). Setzen wir in die Gleichung für P einmal die Werte ein.

$\mu = 0{,}4$ bis 0,75 für Stein auf Stein (nach Hamel, 1922, S. 77). Also ist

$$P = K = G \times \sin 2{,}9^0 - 0{,}4 \times G \times \cos 2{,}9^0$$
$$K = G \times (0{,}0506 - 0{,}4 \times 0{,}9987).$$

Die Klammer hat aber einen negativen Wert, folglich ist K kleiner als Null. Es findet kein Gleiten statt. Nehmen wir den Wert $\mu = 0{,}75$, so wird das Verhältnis noch ungünstiger. Der Neigungswinkel α ist eben zu klein bzw. μ zu groß.

Wie groß muß denn der Winkel sein, damit Abwärtsgleiten eintritt? Wir wollen statt dessen, was genau dasselbe ist, den Winkel berechnen, bei dem die Reibung gerade noch groß genug ist, um ein Gleiten zu verhindern. Dies ist der Grenzwinkel, der mittels der Differentialrechnung als Maximum aus der Gleichung

$$P = G \times \sin \alpha - \mu \times G \times \cos \alpha$$

berechnet wird. Wir setzen den ersten Differentialquotienten (P') dieser Gleichung gleich Null, rechnen daraus α aus und setzen den so gefundenen Wert in den zweiten Differentialquotienten (P'') ein. Ist dann P'' kleiner als Null, d. h. ist P'' negativ, so ist α ein Maximum. Führen wir die Rechnung durch.

$$P' = G \times \cos \alpha + G \times \mu \sin \alpha = o.$$

Wegen $P' = o$ fällt G heraus, und es ergibt sich:

$$\operatorname{cotg}(-\alpha) = \mu.$$

Dann ist $\alpha = 53^0$ für $\mu = 0{,}75$
und $\alpha = 68^0$ für $\mu = 0{,}4$.

$$P'' = -G \times \sin \alpha + \mu \times G \times \cos \alpha$$
$$= G \times (\mu \times \cos \alpha - \sin \alpha).$$

Ob P'' positiv oder negativ wird, hängt nur von dem Klammerausdruck ab. Dieser wird für $\mu = 0{,}75$:

$$0{,}75 \times \cos 53^0 - \sin 53^0 = 0{,}75 \times 0{,}6018 - 0{,}7986$$
$$= \text{negativ},$$

für $\mu = 0{,}4$:

$$0{,}4 \times \cos 68^0 - \sin 68^0 = 0{,}4 \times 0{,}3746 - 0{,}9272$$
$$= \text{negativ}.$$

Die Winkel von 53° bzw. 68° sind also Maxima; sie sind abhängig von μ und stellen unabhängig vom Gewicht G des Deckgebirges (allgemein gesprochen, vom Gewicht der Masse, die abrutschen soll) die größte Schrägstellung der Schichten dar, bei der gerade noch kein Abrutschen stattfindet. Sobald diese Grenzwerte um einen geringen Betrag

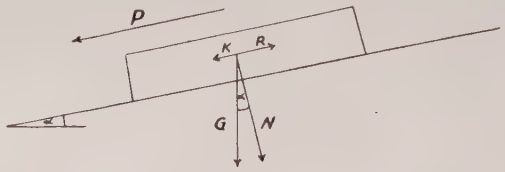


Fig. 15.

überschritten werden, rutschen die Massen ohne Einwirkung einer äußeren Kraft lediglich infolge Wirkung der seitlichen Schwerkraftkomponente ab. Reibung und erforderliche Neigung sind also voneinander abhängig. Man könnte nun behaupten, für das subherzyne Becken sei ein viel geringerer Reibungskoeffizient in Rechnung zu setzen, denn dort sind die Schichten über dem plastischen Salz abgerutscht; das plastische Salz aber diente als Schmiermittel. Wie groß müßte dann der Reibungskoeffizient μ sein? Aus den Gleichungen

$$P = G \times (\sin 2{,}9^0 - \mu \times \cos 2{,}9^0)$$
$$= G \times (0{,}0506 - \mu \times 0{,}9987)$$

folgt, daß μ kleiner als 0,0506 sein müßte, damit bei einer Neigung von 2,9° ein Abrutschen der Schichten nach dem Beckentiefsten stattfinden kann. Daß μ so klein sein soll, dürfte nicht zutreffen. Ist doch nach Ritter (1865, S. 248) für den günstigsten Fall der gleitenden Reibung, Metall auf Metall unter Verwendung von guten Schmiermitteln, $\mu = 0{,}09$ bis 0,10, also immerhin noch doppelt so groß, wie der von uns benötigte Wert.

Ein Zusammenschieben des Deckgebirges nach der tiefsten Stelle des subherzynen Beckens lediglich auf Grund der Neigung kann demnach nicht stattgefunden haben.

Später schrieb Woldstedt (1925), obwohl er den Gedanken vom Zusammenschub der Schichten nach dem Beckentiefsten noch nicht fallen ließ, dem

1) Von dem großen Widerstand, den der Harz dem Abrutschen entgegensetzte, wollen wir ganz absehen.

unmittelbaren, von der Harzscholle ausgehenden tangentialen Druck einen größeren Anteil an der Herausbildung der Formen zu. „Mag man dabei nun mehr an einen direkten Schub von seiten der Harzscholle . . . oder an Pressung infolge des Schollen-einkippens . . . denken.“ Heute dagegen führt Woldstedt (1927) die Aufrichtung von Harz und Flechtinger Höhenzug ebenso wie die der einzelnen Höhenzüge im Innern des subherzynen Beckens auf tangentialen Druck zurück.

Geht man vom Standpunkt des tangentialen Druckes aus, so stellt sich die Sache folgendermaßen dar: Die Höhenzüge innerhalb des Beckens deuten unzweifelhaft auf Zusammenschub; Harz und Flechtinger Höhenzug scheinen über ihr nördliches Vorland überschoben zu sein; der Harli ist viel höher aufgewölbt worden als der Fallstein und

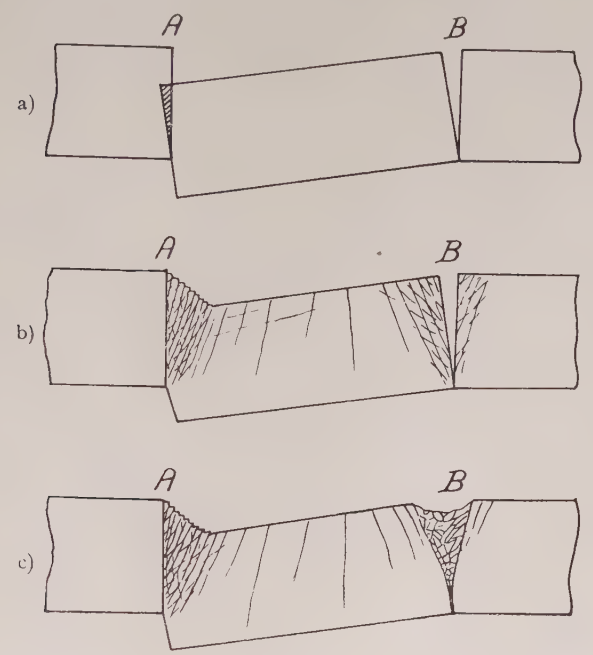


Fig. 16a—c.

die Asse, die Asse aber wieder höher als der Dorm (dies ergibt sich aus einem Vergleich der Kreidetransgressionen in den einzelnen Höhenzügen). Die Größe der Aufpressung nimmt von SW nach NO ab. Aus diesen Gründen kann man einen in dieser Richtung während der Oberkreidephase wirksamen, von SW kommenden tangentialen Druck annehmen. Dieser sollte Harz und Flechtinger Höhenzug emporgehoben und nach Norden überschoben sowie die zwischen beiden Gebirgen liegenden Schichten gefaltet haben. Die Bewegung von Harz und Flechtinger Höhenzug nach Norden muß man sich ungleichförmig denken, weil sonst im Oberen Allertal keine Zerrungszone hätte entstehen können. Entweder bewegte sich der Flechtinger Höhenzug schneller nach Norden als der Harz, oder die Bewegung des Harzes kam früher zum Stillstand als die des Flechtinger Höhenzuges. Es handelt sich also um eine differentielle Bewegung der beiden Gebirge nach N bzw. NO. Während der Bewegung trat plötzlich ein Ruck ein, die Schichten wurden gezerrt, und im Hinterland des Flechtinger Höhenzuges mußten die weniger festen mesozoischen Schichten dort zerreißen, wo sich an der Oberfläche der durch ältere Faltung in sich versteiften paläozoischen Schichten eine mehr oder weniger steile Abbiegung befand. Das war dort der Fall, wo wir heute die Störungszone des Oberen Allertales und seiner NW-Fortsetzung, des Hehlinger Grabens, sehen.

Eine differentielle Bewegung der beiden Gebirge unter tangentialem Druck anzunehmen, ist aber äußerst schwierig. Auch Woldstedt vermag anscheinend Art und Ursache des tangentialen Druckes bzw. der Zerrung, die zur Entstehung der Allertalstörungszone führte, nicht ganz befriedigend zu erklären. Nirgendwo gibt er eine scharf umrissene Erklärung, sondern spricht von dem tangentialen Druck und den Dehnungskräften entweder als von einer feststehenden Tatsache oder begnügt sich mit einem Hinweis auf eine vielleicht mögliche Entstehungsart. Vgl. hierzu P. Woldstedt (1927, S. 582 und 601) und Woldstedt (1928); in der letzten Arbeit sagt er auf S. 783: „Zweifellos spielen die Kippschollen im Bauplan von Mittel- und Nordwestdeutschland eine wichtige Rolle; aber sie genügen allein mit den in ihnen liegenden Kräften nicht zur Erklärung des tektonischen Aufbaues. Wir kommen nicht aus ohne eine außerhalb der Schollen liegende Kraft — ohne einen horizontalen (tangentialen) Druck. Die Großschollen sind unter tangentialem Druck gekippt — wie dies für das subherzyne Becken übrigens Weigelt schon ausgesprochen hat —, und zwar unter einem von S kommenden tangentialen Druck (wobei auf Art und Ursache dieses tangentialen Druckes hier nicht weiter eingegangen werden soll).“

b) Erklärungsversuch durch vornehmlich vertikale Kräfte.

In der präneokomen Bewegungsphase sank das subherzyne Becken — vielleicht infolge Druckentlastung im Untergrund — schollenförmig nach SW ein; varistisches Grundgebirge, Salz und Deckgebirge neigten sich nach SW. Schematisch ist diese Schrägscholle in Fig. 12 dargestellt, die, etwas verändert, in Fig. 16a wiedergegeben ist. Diese Darstellung ist theoretisch. In Wirklichkeit ist für den schraffierten Teil der Schrägscholle dort, wo er gezeichnet ist, kein Platz vorhanden; er kann doch nicht in die stehengebliebene (Harz-) Scholle eindringen. Bei *A* tritt eine Pressungszone auf, die Gesteine werden vollkommen zermalmt, z. T. zerbrechen sie und werden als kleine Keile treppenförmig nach oben hinausgeschoben (Fig. 16b). In Wirklichkeit aber erscheinen die Schichten nach oben umgebogen, welches Bild auf die gleiche Weise entsteht, wie im Kapitel VI c, Abs. 3 und 4, geschildert worden ist.

Bei *B* wird auch nicht die in Fig. 16a gezeichnete breite Kluft entstehen, sondern es entsteht eine

Zerrungszone. Vielleicht wird eine bis in große Teufe reichende Spalte aufreißen. Dann würden die Schollen beiderseits der Spalte durch mehr oder weniger steil auf die Spalte zufallende Böschungssprünge im Sinne der Fig. 16 b zerstückelt, und die Spalte selbst durch abrutschende Keilschollen ausgefüllt werden.

In Fig. 16 c ist das endgültige Bild nach dem Einsinken der Mittelscholle wiedergegeben, und wir sehen, daß bei *A* ein einer Flexur sehr ähnliches Bild entstanden ist und bei *B* ein Graben, der durch Gesteinsbrocken und -schollen ausgefüllt ist, die von seinen Rändern hineingestürzt sind.

Bleibt nun die rechte Scholle nicht stehen, sondern sinkt sie im gleichen Sinne ein wie die Mittelscholle, so wird die Zerrung in *B* kompensiert durch einen von der rechten Scholle ausgehenden Druck. Das würde bei *B* ein ähnliches Bild ergeben wie in der Zone *A*.

Das Einsinken der subherzynen Scholle kann unter Zuhilfenahme der Lehre von der Isostasie oder irgendeiner anderen Hypothese, die die Ursache der Krustenbewegungen in Bewegungen des subkrustalen Untergrundes sieht[1]), erklärt werden. Durch subkrustale Volumenänderungen oder Massenbewegungen tritt im Untergrund des Schollengebirges eine Druckentlastung auf. In der Erdkruste entstehen immer größer werdende Spannungen. Da aber die Festigkeit der Gesteine nicht ausreicht, um die Erdkruste in Gewölbespannung zu tragen, muß die Erdkruste zerbrechen, sobald die Spannungen groß genug geworden sind. Dies geschehe z. B. in den Zonen A_1, A_2 und A_3 (Fig. 17 a). Die Folge davon ist ein schollenförmiges Einsinken der Erdkruste. Liegt z. B. (Fig. 17 b) links von A_2 die Harzscholle, rechts von A_2 die subherzyne Scholle, so folgern wir aus der einseitigen Neigung der Schollen nach SW gar zu leicht, daß sie nur hier bewegt worden, nämlich gesunken seien, daß ihre anderen Enden (also Harz und Flechtinger Höhenzug) jedoch stehen geblieben seien. Ich glaube nicht, daß dies so ist.

Wenn die subherzyne Scholle bei A_2 sinkt (Fig. 17 b), so werden die sich in einem Zustand latenter Plastizität befindenden subkrustalen Massen verdrängt. Sie fließen einmal nach rechts, stauen sich unter dem Flechtinger Höhenzug und heben diesen empor; andererseits wird ein Teil nach links ausweichen und den Harz heben. Die letztgenannte Hebung wird verstärkt durch die unter dem Südende der Harzscholle verdrängten, nach Norden abfließenden Massen. Die Schollen drehen sich also, wie schon früher angedeutet wurde, um eine WNW/OSO-Achse; die südlichen Enden der Schollen sinken, die nördlichen steigen empor.

Da aber jede Bewegung über ihr Ziel hinausschießt, so werden nach einer vielleicht nur sehr kurzen Ruhepause sowohl Harz als auch Flechtinger Höhenzug wieder etwas zurückgesunken sein. Dabei riß im Hinterland des Flechtinger Höhenzuges die Allertalspalte auf. Aus dem Gebiet südlich des Harzes ist eine ähnliche Zerrungszone bekannt.

Durch die Absenkung um 3 km gerät die subherzyne Scholle in einen engeren Raum, und man könnte auf den Gedanken kommen, daß die durch diese Raumeinengung hervorgerufene Pressung die Ursache der Faltung innerhalb des subherzynen Beckens gewesen sei. Eine ganz einfache Rechnung zeigt jedoch, daß diese Raumeinengung bei einer Schollenlänge von 65 km nur 40 m oder 0,061 % beträgt. Auf den Erdumfang berechnet, beträgt die Raumverminderung 0,0516 %. Es ist demnach ausgeschlossen, daß die Falten allein als Auswirkung der Raumeinengung entstanden sind.

Oft wird auch von einem Druck des Harzes auf sein nördliches Vorland gesprochen. Von A. Heim (1905 und 1908), C. Schmidt (1908) und anderen wurde beim Bau des Simplontunnels beobachtet, daß zuerst die Stöße, später auch Sohle und Firste

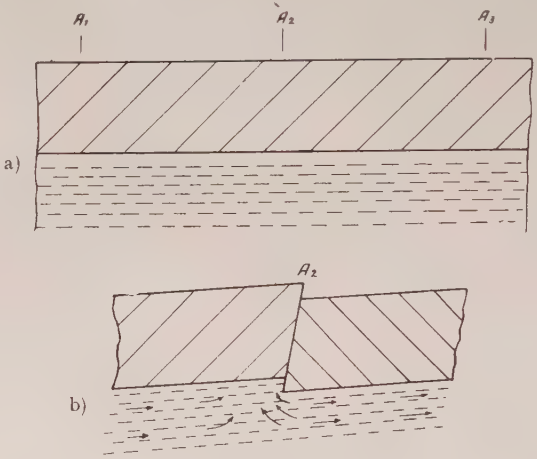


Fig. 17 a—b.

infolge des Gebirgsdruckes in den Stollen hineingedrückt wurden. Dabei wurden große und kleine Gesteinsplatten „abgebrannt", d. h. sie lösten sich von den Tunnelwänden und fielen hinab. Versuchte man, diese Platten wieder an ihren Ort zu versetzen, so gelang dies nicht, weil sich die Platten infolge Druckentlastung ausgedehnt hatten. Diese Ausdehnung betrug nach A. Heim 1 %; auch aus den Angaben von C. Schmidt berechnet sich die Ausdehnung zu etwa 1 %.

Wenden wir dies auf den Harz an. Durch Absinken des subherzynen Beckens wird der paläozoische Harzkern auf seiner Nordseite druckentlastet. Die Gesteine können sich nach dem von A. Heim gegebenen Beispiel bis zu 1 % ausdehnen. Bei einer Harzbreite von rund 32 km würde der Harzrand um 320 m nach Norden verschoben werden, ebenso die an ihn grenzenden mesozoischen Schichten. Die Verwurfsfläche würde hierdurch mitsamt den an sie grenzenden, steil aufgerichteten jüngeren Schichten überkippt werden, so daß sie, falls das ursprüngliche Einfallen vertikal war, jetzt mit etwa 84° nach S bzw. SW einfallen würden.

1) Vgl. C. Ampferer (1906), K. Andrée (1914) und A. Born (1923 und 1926).

Bedenkt man aber, daß der Harz nicht bis zum Luftdruck (eine Atmosphäre) entlastet wurde, sondern daß bei der Ausdehnung infolge Druckentlastung immer noch der Widerstand der mesozoischen Sedimente überwunden werden mußte, so ergibt sich, daß auf diese Weise keine so große Überkippung erzielt werden konnte, oder daß die Ausdehnung bedeutend größer als 1 % gewesen sein muß. Andererseits gibt der Umstand zu denken, daß die Schichten bald bis zu 80°, bald bis zu 70° und 60° oder noch stärker überkippt sind. Daraus muß gefolgert werden, daß die Verwurfsfläche ursprünglich nicht senkrecht, sondern mit 60 bis 75° nach SW einfiel. Dies sind die Grenzen, zwischen denen die Größe der Bruchwinkel in festen Gesteinen schwankt. Ein Einfallen des Verwerfers nach SW ist auch wahrscheinlicher als ein senkrechtes Einfallen, weil die Vorstellung einer Senkung der subherzynen Scholle und gleichzeitigen Hebung der Harzscholle an einer so geneigten Fläche entlang viel einfacher ist, als wenn man ein senkrechtes Einfallen des Verwerfers annimmt.

Wie ist es aber mit dem Druck des Harzes auf sein Vorland? Dieser wird infolge Ausdehnung der Harzgesteine vielleicht auftreten, ist aber sicherlich nur sehr gering. Größer wird der Druck sein, der bei dem erwähnten Zurücksinken nach erfolgter Hebung auftritt; aber auch dieser reicht vermutlich nicht aus, um das Mesozoikum des subherzynen Beckens in so starke Falten zu legen, wie wir sie heute dort sehen.

Die soeben besprochenen Druckkräfte, also die Pressung infolge der durch Absenkung der subherzynen Scholle um 3 km bedingten Raumeinengung sowie der Druck des Harzes auf sein Vorland, werden eine Lockerung des Gesteinszusammenhanges und eine gewisse Zerrüttung der Schichten bewirkt haben. Es entstanden viele Spalten und Klüfte in den Gesteinen. Den Erosionskräften wurden Angriffspunkte und -flächen geschaffen, und allmählich wurde durch Erosion und Denudation das Deckgebirge des Salzes an einzelnen Stellen derartig geschwächt, daß sich die eingeschlossenen, unter großem Überdruck befindlichen, plastischen Salze mit Gewalt den Weg nach oben bahnen konnten. Solche Schwächezonen bildeten sich im subherzynen Becken z. B. dort, wo wir heute die Salzaufpressungslinien des Harlis, der Asse und des Dorms finden. Die Störungszone des Oberen Allertales dagegen entstand in einer Zerrungsregion des Deckgebirges. Die Salzaufpressung selbst erfolgte analog den im Kapitel „Theoretische Betrachtungen über die Salzaufpressung infolge Deckgebirgsdruckes" beschriebenen Vorgängen.

c) Die Fließbewegungen im Salz und die Kontinuität des Salzauftriebs.

Bei der Salzaufpressung infolge Deckgebirgsdruckes müssen auf Grund der geschilderten Kräfteverteilung und Kräftewirkung die Schichten auch innerhalb des Salzkörpers sattelförmig aufgerichtet werden. Daß die Mächtigkeit der Kalisalze in den oberen Teilen der Salzaufpressungszonen größer ist als auf den Flügeln, wo die Kalisalze stellenweise ganz fehlen, wird ohne weiteres klar, wenn man bedenkt, daß der Fließdruck der Kalisalze geringer ist als der des Steinsalzes, und daß also die Kalisalze früher in Bewegung geraten als das Steinsalz. Bei der Bewegung werden die gering plastischen und die nicht plastischen Bestandteile der Lagerstätte, z. B. Kieserit, Gips und Anhydrit, von den plastischen Salzen mitgerissen und zerstückelt.

Im Elm ist z. B. durch die Bohrungen Reitling I und II nachgewiesen worden, daß unter flach geneigtem Deckgebirge (5°) das Einfallen der Salzschichten nach der Teufe zu immer größer wird (20 bis 40°). Auch diese Erscheinung ist ohne weiteres im Rahmen der Salzaufpressung durch Deckgebirgsdruck zu erklären. Der Elm ist ein Mittelsattel, und wie früher gezeigt wurde, strömen die Salze jenseits der Zonen größter Absenkung nach dem Mittelsattel hin. Dabei wurden die Salzschichten um so stärker aufgerichtet, je tiefer sie lagen, weil sie mit zunehmender Teufe durch einen immer größer werdenden, schräg abwärts gerichteten Druck nach der Achsenebene des Mittelsattels gedrängt wurden.

Über die Frage, ob der Salzaufstieg episodisch oder kontinuierlich erfolgt ist, sind mir aus dem subherzynen Becken keinerlei Mitteilungen bekannt. K. Gripp (1920) hat hierüber an drei Salzaufpressungszonen — er selbst nennt sie Zechsteinaufbrüche — eingehende Beobachtungen gemacht und festgestellt:

„Die Zeiten der Bewegungen in den Salzaufbrüchen fallen nicht zusammen mit den Zeiten der orogenetischen Bewegungen in den Gebieten außerhalb derselben."

In seinen Schlußfolgerungen auf Seite 32 ff. versucht Gripp dann die grundverschiedenen Anschauungen von Stille und Harbort zu vereinigen. Dies erweist sich jedoch als unmöglich, denn die verschiedensten Tatsachen sprechen gegen Stilles und für Harborts Anschauungen. Harbort (1913) tritt für kontinuierlichen Salzaufstieg ein.

Als wichtiges Ergebnis seiner Untersuchung teilt Gripp auf Seite 33 mit: „Das Perm von Langenfelde stieg während des Mittelmiozäns und zu Beginn des Obermiozäns empor, also zu Zeiten, in denen orogenetische Bewegungen in jener Gegend sicherlich nicht eingetreten sind. Damit ist eindeutig erwiesen, daß die Voraussetzung: die im Bau der deutschen Gebirge festgestellten orogenetischen Hauptphasen seien natürlich auch die Hauptphasen in der Heraushebung des Salzgebirges, nicht zutreffend ist." Weiter unten heißt es: „Was von Langenfelde gilt, dürfen wir auch von Lüneburg und Segefeld annehmen, zumal die Vorkommen, ..., weitgehende Übereinstimmung aufweisen." Gripp hat den Nachweis gebracht, daß der Salzaufstieg in den genannten Salzaufpressungszonen

während des Alt- und Jungtertiärs kontinuierlich verlief, und „daß die Permgesteine von Langenfelde während und nach der Diluvialzeit nicht mehr wesentlich gehoben wurden, daß hingegen die Gipsberge von Lüneburg und Segeberg höchstwahrscheinlich erst nach der letzten Vereisung zu ihrer heutigen Höhe emporstiegen." Hieraus dürfe man aber nicht schließen, sagt er, daß der Aufpressungsvorgang bei Langenfelde zum Stillstand gekommen sei. Er versucht vielmehr, dies durch Ablaugungserscheinungen am Salzspiegel zu erklären und fordert mit Recht, daß wir bei den Zechsteinaufbrüchen zwischen den Schwankungen der Höhenlage des Salzspiegels und denen der Oberkante des Gipshutes unterscheiden müssen. Er setzt dann auseinander, inwiefern Höhenlage des Salzspiegels, Oberkante des Gipshutes, Grundwasserzufluß und Sedimentmächtigkeit voneinander abhängen.

Über die Ursache der Salzaufpressung sagt Gripp am Ende seiner Arbeit, „daß Stilles Ausführungen über Ejektivfalten usw. vollauf ihre Gültigkeit behalten für den ersten, vermutlich jurassischen Aufbruch der Salzlinien. Für Kreide, Tertiär und Diluvium kommt aber kontinuierlicher Salzaufstieg in Betracht."

Da Gripp (1920) der Nachweis gelungen ist, daß es einen kontinuierlichen Salzaufstieg gibt, so dürfen wir für die Salzaufpressungslinien des subherzynen Beckens ebenfalls kontinuierlichen Salzauftrieb annehmen. Der Beginn der Salzaufpressung fällt in eine orogenetische Zeit, während die Aufpressung selbst in anorogenetischen oder epirogenetischen Zeiten noch fortdauert. So ist z. B. für Harli, Asse und Dorm nachgewiesen worden, daß die Salzaufpressung in der präneokomen Bewegungsphase begonnen hat. Während der ganzen Kreidezeit fand kontinuierlicher Salzaufstieg statt, und dieser erfuhr in der Oberkreidezeit und in den tertiären Bewegungsphasen besondere Neubelebungen bzw. Erhöhungen.

Zusammenfassung.

Will man die Entstehung der Salzaufpressungslinien im subherzynen Becken auf vertikale Druckkräfte zurückführen, so muß festgestellt werden:

1. Der Druck kann nicht, wie Fulda annimmt, von unten kommen, sondern die Salze sind durch den Druck des Deckgebirges dort aufgepreßt worden, wo vorher im Deckgebirge Schwächezonen entstanden waren.

2. Die Schwächezonen sind nicht durch starken tangentialen Druck in SW/NO-Richtung hervorgerufen worden, sondern ihre Entstehung ist durch das Einkippen der subherzynen Scholle zu erklären. Die Scholle erlitt eine Raumeinengung; dadurch trat eine geringe Pressung der Schichten ein. Ferner übte der Harz infolge der seitlichen Druckentlastung einen Druck auf sein Vorland aus. Einem größeren Druck wurde das Mesozoikum des subherzynen Beckens wahrscheinlich durch das spätere Zurücksinken des Harzes ausgesetzt. Die Schichten zerbrachen; es entstanden Spalten und Klüfte, und dann wurde das Deckgebirge durch tiefgreifende Erosion an einzelnen Stellen derartig geschwächt, daß die Salzaufpressung beginnen konnte.

3. Die Störungszone des Oberen Allertales ist durch Zerrung entstanden, vermutlich infolge nachträglicher Senkung des bei der Schrägstellung der subherzynen Scholle gehobenen Flechtinger Höhenzuges.

4. Der Beginn der Salzaufpressung fällt in präneokome Zeit. Die ganze Kreidezeit hindurch dauerte der Salzaufstieg an und erfuhr in der Oberkreidephase höchstwahrscheinlich eine Neubelebung.

5. Die mesozoischen Schichten des subherzynen Beckens sind in Falten gelegt und scheinbar zusammengeschoben worden. Dieser scheinbare Zusammenschub braucht nicht durch tangentialen Druck entstanden zu sein, sondern er kann zwanglos durch die Vorgänge bei der Salzaufpressung infolge Deckgebirgsdruckes erklärt werden.

Literaturverzeichnis zu Teil A.

1. A. Geller (1923), Über das Verhalten verschiedener Minerale der Salzlagerstätten bei hohen Drucken und wechselnden Temperaturen. Zeitschrift f. Krist., Bd. 60, H. 5/6, 1923.
2. Derselbe (1924), Salztektonik und Salzmetamorphose. Zeitschr. Kali, 1924, H. 20.
3. Derselbe (1925), Zur Kenntnis des Fließdruckes fester Körper. Zeitschr. f. Krist., Bd. 62, H. 5/6, 1925.
4. K. Gripp (1920), Steigt das Salz zu Lüneburg, Langenfelde und Segeberg episodisch oder kontinuierlich? 13. Jahresber. d. Niedersächs. Geol. Ver., 1920.
5. A. Joffé, M. W. Kirpitschewa und M. A. Lewitzky (1924), Deformation und Festigkeit der Kristalle. Zeitschr. f. Physik, Bd. 22, 1924, S. 286.
6. E. Lehmann (1920), Fortschritte der mineralogischen und geologischen Erforschung der permischen Salzlagerstätten seit dem Jahre 1907. Jahrb. d. Halleschen Verbandes. 2. Heft, 1920.
7. H. Quiring (1924), Über Wesen und Ursprung der postvaristischen Tektonik Nordwestdeutschlands. Ein Beitrag zur Kinematik der Schrägschollengebirge. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1924, Monatsber., S. 62.
8. F. Rinne (1925), Bemerkungen zu den experimentellen Erfahrungen von A. Geller über das Fließen natürlicher Salze und zu den von ihm

und O. Mügge aus den gewonnenen Daten gezogenen Schlußfolgerungen. Bericht d. Math.-Phys. Klasse der Sächs. Ak. d. Wiss. zu Leipzig. Sitzung vom 12. Januar 1925.

9. F. Schuh (1922), Beitrag zur Tektonik unserer Salzstöcke. Zeitschr. Kali, 16. Jahrg., 1922.
10. Derselbe (1922 a), Die saxonische Gebirgsbildung. Zeitschr. Kali, 16. Jahrg., 1922.
11. Derselbe (1922 b), Salztektonik. Zeitschr. Kali, 16. Jahrg., 1922.
12. H. Stille (1913), Die saxonische „Faltung". Zeitschr. d. D. Geol. Ges., 1913, Monatsber., S. 575.
13. Derselbe (1916), Hebung und Faltung im sogenannten Schollengebirge. Zeitschr. d. D. Geol. Ges., 1916, Monatsber., S. 269.
14. Derselbe (1917), Injektivfaltung und damit zusammenhängende Erscheinungen. Geol. Rundschau, Bd. 8, 1917, H. 3/4, S. 89.
15. Derselbe (1923/25), Göttinger Beiträge zur saxonischen Tektonik. Abhandlungen d. Pr. Geol. L.-A., Neue Folge, H. 95, Berlin.
16. J. Weigelt (1923), Die Gesetzmäßigkeit natürlicher Aufbereitungsvorgänge und die Entstehung des Erzlagers von Salzgitter. Bericht der Fachausschüsse des Vereins Deutscher Eisenhüttenleute. Erzausschuß, Bericht 4.
17. Derselbe (1924), Das Erzlager von Salzgitter und sein Bildungsraum. Bericht der Fachausschüsse des Vereins Deutscher Eisenhüttenleute. Erzausschuß, Bericht 5.
18. P. Woldstedt (1924), Zur Tektonik des subherzynen Beckens. Zeitschr. d. D. Geol. Ges., 1924, Abh., S. 183.
19. Derselbe (1924 a), Die Störungszone des oberen Allertales. Jahrb. d. Pr. Geol. L.-A., 1924, S. 89.
20. Derselbe (1925), Tektonische Skizze der weiteren Umgebung von Braunschweig. 18. Jahresbericht d. Niedersächs. Geol. Vereins, 1925, S. 97.
21. Derselbe (1927), Tangentiale Salzfaltung oder vertikaler Salzauftrieb? Pompeckj-Festband (N. Jahrb. für Mineralogie usw., Beilageband 58, Abt. B), 1927, S. 579.
22. Derselbe (1928), Tektonische Untersuchungen in der Umgebung von Braunschweig. Jahrb. d. Pr. Geol. L.-A. für 1928, Bd. 49, S. 767.
23. E. Zimmermann I (1907), Literatur über die Geologie der deutschen Salzlagerstätten. Festschrift zum X. Allgemeinen Bergmannstag in Eisenach, Berlin 1907, S. 137.

Literaturverzeichnis zu Teil B.

1. C. Ampferer (1906), Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanstalt, Bd. 56, S. 539.
2. K. Andrée (1914), Über die Bedingungen der Gebirgsbildung. Berlin.
3. S. Arrhenius und R. Lachmann (1912), Die physikalisch-chemischen Bedingungen bei der Bildung der Salzlagerstätten und ihre Anwendung auf geologische Probleme. Geol. Rundschau 3, 1912, S. 139 ff.
4. A. Born (1923), Isostasie und Schweremessung, ihre Bedeutung für geologische Vorgänge. Berlin.
5. Derselbe (1926), „Der Bewegungsmechanismus der Erdkruste" in dem „Lehrbuch der Geophysik" von Dr. B. Gutenberg, Berlin.
6. G. Brinckmeier (1922), Geologische Untersuchungen am Allertalgraben. Diss. phil. Göttingen 1922, und Abh. d. Pr. Geol. L.-A., N. F., Heft 95.
7. F. Dahlgrün (1926), Die paläogeographischen Verhältnisse der Unterkreide im Bildungsraum des Erzlagers von Salzgitter. Jahrb. d. Pr. Geol. L.-A., Beyschlag-Band.
8. E. Fulda (1926), Über Salztektonik, Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1926, Monatsber. S. 273.
9. Geologische Karte von Preußen:
   a) die Blätter Harzburg, Helmstedt, Königslutter, Süpplingen, Vienenburg und Weferlingen mit Erläuterungen,
   b) die Blätter Hessen, Hornburg, Osterwieck, Schöppenstedt und Wolfenbüttel ohne Erläuterungen.
10. F. Goebel (1922), Zur Altersbestimmung der subherzynen Salzaufbrüche (Transgression von Neokom auf Zechstein) nach neueren Tiefbohrergebnissen. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1922, Monatsber. S. 57.
11. G. Hamel (1922), Elementare Mechanik. Leipzig-Berlin.
12. E. Haarmann (1926), Über die Kraftquelle der Tektogenese. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1926, Monatsber. S. 71 ff.
13. E. Harbort (1909), Beitrag zur Kenntnis präoligozäner und kretazischer Gebirgsstörungen in Braunschweig und Nordhannover. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1909, Monatsber. S. 381 ff.
14. Derselbe (1910), Exkursion zum Dorm bei Königslutter. 3. Jahresber. d. Nieders. Geol. Ver. 1910, S. 4 ff.
15. Derselbe (1910 a), Geologie der Nordhannoverschen Salzhorste. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1910. Monatsber. S. 326.
16. Derselbe (1911), Über Lachmanns Salzgeschwüre. Zeitschr. d. D. Geol. Ges., Monatsberichte, S. 267.
17. Derselbe (1913), Zur Frage der Aufpressungsvorgänge und des Alters der nordwestdeutschen Salzvorkommen. Zeitschr. Kali 1913, S. 112.
18. A. Heim (1878), Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. II. Bd., Basel.
19. Derselbe (1905 und 1908), Tunnelbau und Gebirgsdruck. Geol. Nachlese Nr. 14 u. 19, Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich.
20. E. Hoehne (1911), Stratigraphie und Tektonik der Asse und ihres östlichen Ausläufers, des Heeseberges bei Jerxheim. Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. L.-A., Bd. 32, 1911, Teil II.
21. A. v. Koenen (1905), Über Wirkungen des Gebirgsdruckes im Untergrund in tiefen Salzbergwerken. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1905, S. 157.
22. R. Lachmann (1910), Über autoplaste Formelemente. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1910, Monatsber. S. 113.
23. Derselbe (1910 a), Salinare Spalteneruption gegen Ekzemtheorie. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1910, S. 597.
24. Derselbe (1911), Erich Harbort im Streit gegen die Ekzeme. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1911, Monatsber., S. 489.
25. Derselbe (1911 a). Der Salzauftrieb. Sonderdruck aus der Zeitschr. Kali, 1. und 2. Folge 1911, 3. Folge 1912.

26. K. Lehmann (1919/20), Bewegungsvorgänge bei der Bildung von Pingen und Trögen. Sonderdruck aus „Glückauf“ 1919 Nr. 48 und 1920 Nr. 1, 2, 3, 15.
27. L. Milch (1911), Über Plastizität der Mineralien und Gesteine. Geol. Rundschau II, 1911, S. 145.
28. O. Mügge (1924), Über das Verhalten einiger Mineralien der Salzlagerstätten gegenüber hohem Druck bei wechselnden Temperaturen, nach Versuchen von A. Geller. Nachr. d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen. Math.-Phys. Klasse, Sitzung 1, VIII. 1924.
29. F. Rinne (1904), Plastische Umformung von Steinsalz und Sylvin unter allseitigem Druck. N. Jahrb. f. Min. usw. 1904, Bd. I, S. 114 ff.
30. Derselbe (1907), Über die Umformung von Carnallit unter allseitigem Druck im Vergleich mit Steinsalz, Sylvin und Kalkspat. v. Koenen-Festschrift, Stuttgart 1907, S. 369.
31. Derselbe (1924), Bemerkungen zur Erdtektonik unter Verwertung von Erfahrungen an deutschen Salzlagerstätten. Zentralbl. f. Min. usw. 1924, S. 289.
32. Derselbe (1925 a), Vermerke zu A. Geller: Zur Kenntnis des Fließdruckes fester Körper. Zeitschr. f. Kristall, Bd. 62, Heft 5/6, 1925.
33. Ritter (1865), Lehrbuch der Technischen Mechanik. Hannover.
34. C. Schmidt (1908), Die Geologie des Simplongebirges und des Simplontunnels. Rektoratsprogramm der Universität Basel für 1906/07.
35. Th. Schmierer (1909), Zur Tektonik des oberen Allertales und der benachbarten Höhenzüge. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1909, Monatsbericht, S. 499.
36. H. Schroeder und J. Böhm (1909), Geologie und Paläontologie der subherzynen Kreidemulde. Abh. d. Kgl. Pr. Geol. L.-A., N. F., Heft 56.
37. E. Seidl (1914), Die permische Salzlagerstätte im Graf-Moltke-Schacht und in der Umgebung von Schönebeck an der Elbe. Archiv f. Lagerstättenf., H. 10.
38. O. Seitz (1925), Die Bedeutung der „Transformation“ des Liegenden von gefalteten Transgressionsflächen. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1925, S. 266.
39. H. Stille (1910), Die mitteldeutsche Rahmenfaltung. Jahresber. d. Nieders. Geol. Ver. 1910, S. 141.
40. Derselbe (1911), Der Untergrund der Lüneburger Heide und die Verteilung ihrer Salzvorkommen. 4. Jahresber. d. Nieders. Geol. Ver. 1911, S. 224.
41. Derselbe (1911 a), Das Aufsteigen des Salzgebirges. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1911, S. 91.
42. Derselbe (1922), Normaltektonik, Salztektonik und Vulkanismus. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1922, Monatsber., S. 215 ff.
43. Derselbe (1924), Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Verlag Bornträger, Berlin.
44. A. v. Strombeck (1851), Über die Erhebungszeit der Hügelketten zwischen dem nördlichen Harzrande und der norddeutschen Ebene. Zeitschrift d. D. Geol. Ges. 1851, S. 361.
45. E. Thomas (1923/24), Genetische Betrachtungen über die Lias- und Neokomablagerungen am Fallstein und ihre Eisenerze. Jahrb. d. Hall. Verb., Bd. 4, S. 74 ff.
46. J. Weigelt (1920), Die mitteldeutschen Steinkohlenablagerungen. Jahrb. d. Hall. Verb., II. Heft, S. 1 ff.
47. P. Woldstedt (1926), Salztektonik. Bemerkungen zu dem Vortrage des Herrn E. Fulda. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1926, Monatsber., S. 278.
48. Derselbe (1928 a), Über ein bisher unbekanntes Vorkommen von Oberem Lias und Unterem und Mittlerem Dogger an der Asse (Braunschweig). Jahrb. d. Pr. Geol. L.-A. für 1928, Bd. 49, S. 102—108.

Buchdruckerei des Waisenhauses, Halle (S.).